F1329

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

1

TOMUL 18

1973

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:
ACADEMICIAN AL. CODARCEA
Redactor responsabil adjunct:
ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.

Secretar de redacție:

P. ȘOIGAN

Prețul unui abonament este de 100 de lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face la Întreprinderea ROMPRESFILATELIA, Căsuța poștală 2001, telex 011631, București, România, sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

La revue „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" paraît 2 fois par an.

Toute commande à l'étranger sera adressée à Întreprinderea ROMPRESFILATELIA, Boîte postale 2001, telex 011631, Bucarest, Roumanie, ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI:
CALEA VICTORIEI NR. 125,
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA

GEOLOGIE

VOLUMUL 18 Nr. 1

1973

MŰSZAKI KÖNYVTÁR

SUMAR

Pag.

DAN GIUŞCĂ, I. BERBELEAC, OLGA IONESCU, ERNESTINA VOLANSCHI, Consideraţii mineralogice şi geochimice asupra zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Brusturi (Munţii Bihor) 3

H. SAVU, Stratigrafia, tectonica şi metamorfismul formaţiunilor din etajul superior al precambrianului mediu din regiunea Bozovici (Banat) 13

RADU DIMITRESCU, Notă asupra unor gnaise oculare din seria de Muncel (Munţii Bihorului) 29

IOAN KALMÁR, Dolomitizarea unor calcare de apă dulce paleogene în Munţii Preluca (jud. Maramureş) 33

DAN ZINCENCO, PETRE ANDĂR, ANCA ANDĂR, ERNESTINA VOLANSCHI, Studiul geochimic al mineralizaţiilor stratiforme de sulfuri polimetalice din zăcămîntul Burloaia — Carpaţii Orientali 41

ION BALINTONI, TIT ŢÎMPĂU, CONSTANTIN ISACHE, Problema genezei sulfurilor polimetalice compacte interstratificate în partea centrală a cristalinului din Carpaţii Orientali 67

ALFRED C. SCHUSTER, Rocile metacarbonatice şi skarnele din bazinul superior al văii Olteţului (Carpaţii Meridionali) 87

MARIA POPESCU, Ilvaitul din skarnele de la Băişoara (Munţii Apuseni). . . . 101

IOAN N. POPESCU, TOMA BARUS, Notă asupra unei mineralizaţii cuprifere în regiunea Borca (judeţul Neamţ) 109

ION BĂNCILĂ, Asupra prezenţei unei formaţiuni gipsifere purbekian-wealdiene în regiunea Feteşti — Constanţa 115

MIRCEA PAUCĂ, Probleme geologice în bazinele neogene din vestul României 127

FLORIAN OLTEANU, *Miogypsina* în gresia de Fusaru din flişul terţiar mijlociu al pînzei mediane din Carpaţii Orientali ai Munteniei de vest 143

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 1–300, Bucureşti, 1973

Pag.

NIȚA TĂTĂRÂM, Contribuții la stratigrafia paleogenului din zona flișului Carpaților de Curbură (valea Buzăului și valea Slănicului-Buzău) 153

I. C. MOTAȘ, I. PAPAIANOPOL, Poziția și valoarea stratigrafică a speciei *Horiodacna rumana* Sabba. 161

THEODOR NEAGU, MARIA OLGA GEORGESCU-DONOS, Characee eocretacice din Dobrogea de sud (valea Akargea—Peștera) 171

GH. POPESCU, GIANNINA CIOFLICA, Contribuții la microbiostratigrafia miocenului mediu din nordul Transilvaniei 187

ELISABETA HANGANU, C. MĂRGESCU, Contribuții la răspîndirea speciei *Parelephas trogontherii* Pohlig în pleistocenul Platformei Moesice 219

AURELIA BĂRBULESCU, Date noi asupra senonianului din Dobrogea . . . 229

IOAN GRĂF, GERTRUDA RADO, GHEORGHE MITREA, Asupra prezenței sarmațianului superior (kersonian) în regiunea de la est de Satu Nou (sud-estul Bazinului Transilvaniei) 235

RADU OLTEANU, BOGDAN POPESCU, Considerații paleontologice și sedimentologice privind evoluția ostracodelor în eocenul de la vest de Cluj 245

ALEXANDRA SAGATOVICI, N. ȚICLEANU, Contribuții la studiul florei fosile din Bazinul Oașului 261

DOINA IONESCU, O nouă ivire de depozite badeniene în NV Transilvaniei 273

H. NICHIFORESCU, TAMARA NICHIFORESCU, Asupra prezenței stratelor cu *Cryptomactra* și a vîrstei stratelor de Andreiașu în bazinul rîului Putna (Vrancea) 277

RADU CHINȚA, Date noi asupra faunei tortonian-sarmațiene din vestul Depresiunii Transilvaniei 283

VIAȚA ȘTIINȚIFICĂ 289

RECENZII 297

CONSIDERAȚII MINERALOGICE ȘI GEOCHIMICE ASUPRA ZĂCĂMÎNTULUI DE SULFURI POLIMETALICE DE LA BRUSTURI (MUNȚII BIHOR)

DE

DAN GIUȘCĂ,
membru corespondent al Academiei R.S.R.
I. BERBELEAC, OLGA IONESCU, ERNESTINA VOLANSCHI

55(05)

Zăcămîntul de sulfuri polimetalice de la Brusturi (Munții Bihor, Dealul Dolea) cuprinde concentrațiile metalifere dispuse de-a lungul unora din liniile de fractură postsenoniene, în formațiunile cristaline ale seriilor de Biharia, de Muncel și de Păiușeni. Aceste fracturi fac parte dintr-un sistem cu dezvoltare regională, orientat NV—SE și sînt uneori parțial cicatrizate prin roci eruptive laramice (lamprofire, dolerite, andezite, riolite), anterioare mineralizației.

Mineralizația este hidrotermală și are caracter filonian, este în afiliația eruptivului laramic și urmărește de cele mai multe ori filoanele de lamprofire (fig. 1).

În zona zăcămîntului, unitatea de Muncel (filite, porfiroide) încalecă șisturile seriei de Păiușeni (conglomerate metamorfozate, filite) transgresive peste șisturile seriei de Biharia. Zăcămîntul polimetalic este localizat în acestea din urmă (șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, asociate cu șisturi albitice, șisturi clorito-sericitoase, șisturi clorito-epidotice, calcare și dolomite), precum și în rocile filoniene laramice.

CONSIDERAȚII MINERALOGICE

Zăcămîntul de la Brusturi este constituit din mai multe filoane, cel mai important fiind filonul Dolea, cunoscut pe o diferență de nivel totală de 550 m. Observațiile mineralogice se referă la filonul principal și la ramificațiile sale (filoanele 1,2 și 3).

Mineralizația se prezintă și în filonașe, cuiburi lenticulare și diseminări (fig. 2 și 3). Pe filonul Dolea, mineralizația se dezvoltă pe o distanță de circa 200 m, cu grosime între 1 și 14 m și urmărește îndeaproape un filon de lamprofir, formînd concentrații discontinui în culcușul dar mai ales în

acoperișul acestuia. Mineralizația este abundentă în segmentul median al zonei mineralizate, dar scade treptat spre părțile sale terminale.

Mineralizația polimetalică a zăcămîntului de la Brusturi se caracterizează prin structuri micro- și macrogranulare și texturi masive, rubanate sau breccioase. Textura breccioasă reflectă două momente de brecifiere în timpul procesului de mineralizare (fig. 4). În ordinea succesiunii, minereul este constituit din magnetit, hematit, pirotină, pirită, mispichel-löllingit, bornit, enargit, tetraedrit, blendă, calcopirită, galenă și marcasită. Ca minerale de gangă au fost identificate ortoza, actinotul, epidotul, cuarțul, sericitul, cloritul, calcitul, ankeritul, rodocrozitul, caolinitul, baritina și zeoliții.

În zona de oxidare a zăcămîntului (deasupra nivelului galeriei XXII), oxizii și sulfurile au trecut parțial în hidroxizi, carbonați și sulfați (limonit, goethit, anglezit, ceruzit, smithsonit, malachit, azurit, gips, melanterit). Parageneza principalelor minerale metalice este reprezentată diagramatic în figura 4.

Gradul de cristalizare a mineralelor metalice diferă de la un nivel la altul; în orizonturile superioare predomină agregatele macrogranulare, în timp ce nivelelor adînci le sînt specifice asociații fin granulare. Ultimele aspecte sînt frecvente la asociațiile blendă-calcopirită și blendă-calcopirită-galenă.

Caracteristică zăcămîntului Brusturi este larga dezvoltare a sulfurilor de Zn, Cu și Pb; distribuția pe verticală a blendei, calcopiritei și galenei comportă o oarecare zonalitate, subliniată de creșterea conținutului de Cu și Zn în adîncime, în defavoarea conținutului de Pb. În legătură cu îmbogățirea mineralizației în Cu s-a făcut remarcată și creșterea proporției de clorit. O repartiție similară a fost înregistrată și direcțional. Astfel, conținutul de cupru scade spre extremitatea filoanelor, unde acest element este absent; conținutul de Zn și Pb descrește de asemenea. Cloritul, abundent în zona mediană, face loc mineralelor argiloase.

CONSIDERAȚII GEOCHIMICE

Caracterizarea geochimică a zăcămîntului Brusturi se bazează pe analizele spectrale executate de Ernestina Volanschi[1] pe 50 de probe monominerale din principalele sulfuri metalice din zăcămînt (tabelele nr. 1, 2, 3, 4) și pe 4 probe de minereu (tabelul nr. 5). Probele au fost recoltate sistematic, pe o adîncime de 200 m (fig. 5).

Prelucrarea materialului s-a făcut în vederea sublinierii particularităților geochimice ale zăcămîntului și a lărgirii informațiilor prezentate de D. Giușcă și Ernestina Volanschi (1968, 1971) pentru zăcămintele laramice de la Ruschița și Moldova Nouă. Numărul de probe analizate și distribuția punctelor de probare pe întreaga secțiune a zăcămîntului permit aprecieri concludente asupra variațiilor de conținut a elementelor minore.

[1] S-a folosit spectrograful P.G.S. 2m și plăci ORWO W U_3 și UV_1.

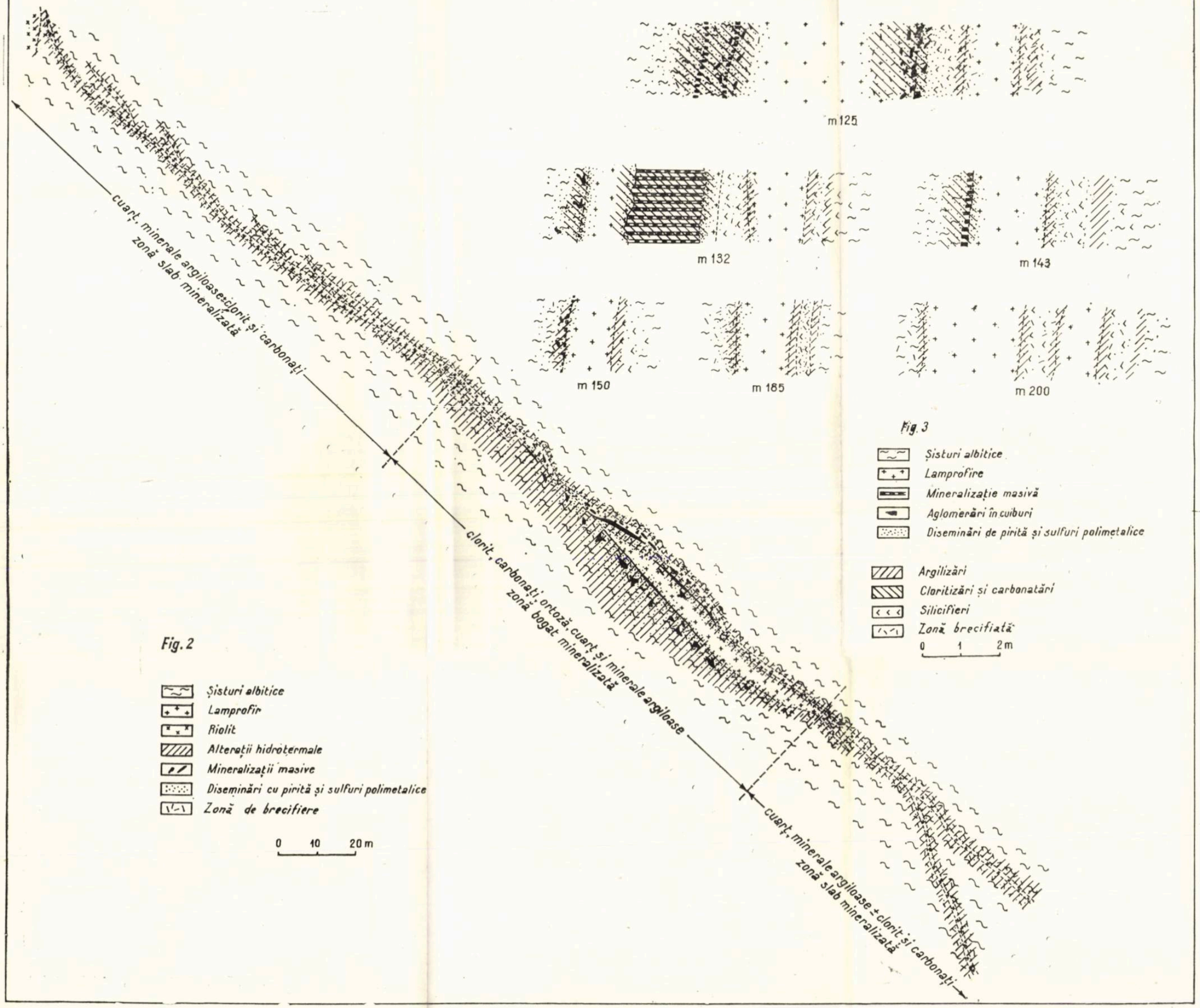
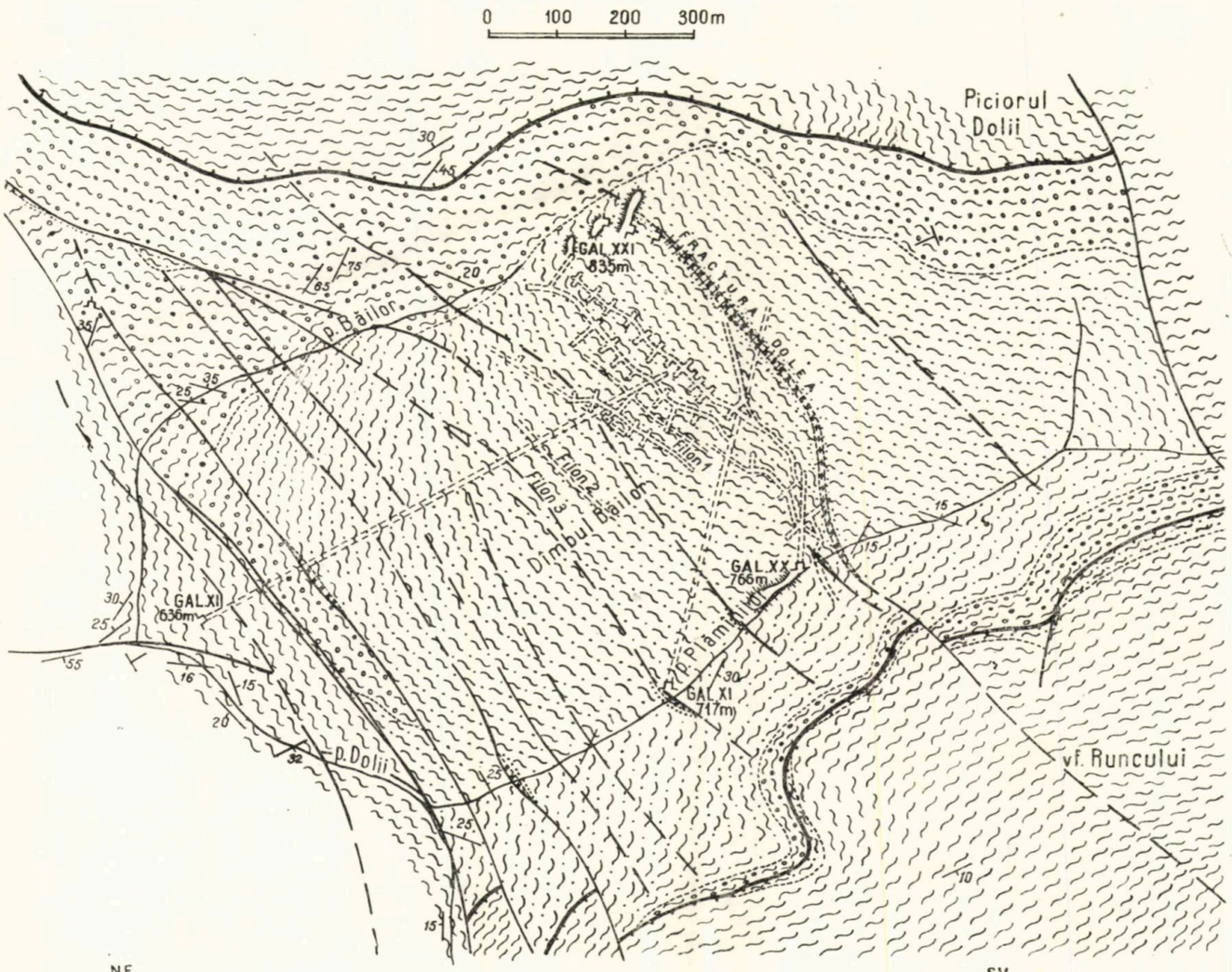


Fig. 2. — Morfologia fracturii Dolea și raporturile dintre mineralizație și mineralele de gangă la nivelul gal. XI.

Fig. 3. — Detalii structurale ale fracturii mineralizate Dolea la nivelul gal. XI.



FORMAȚIUNI CRISTALINE

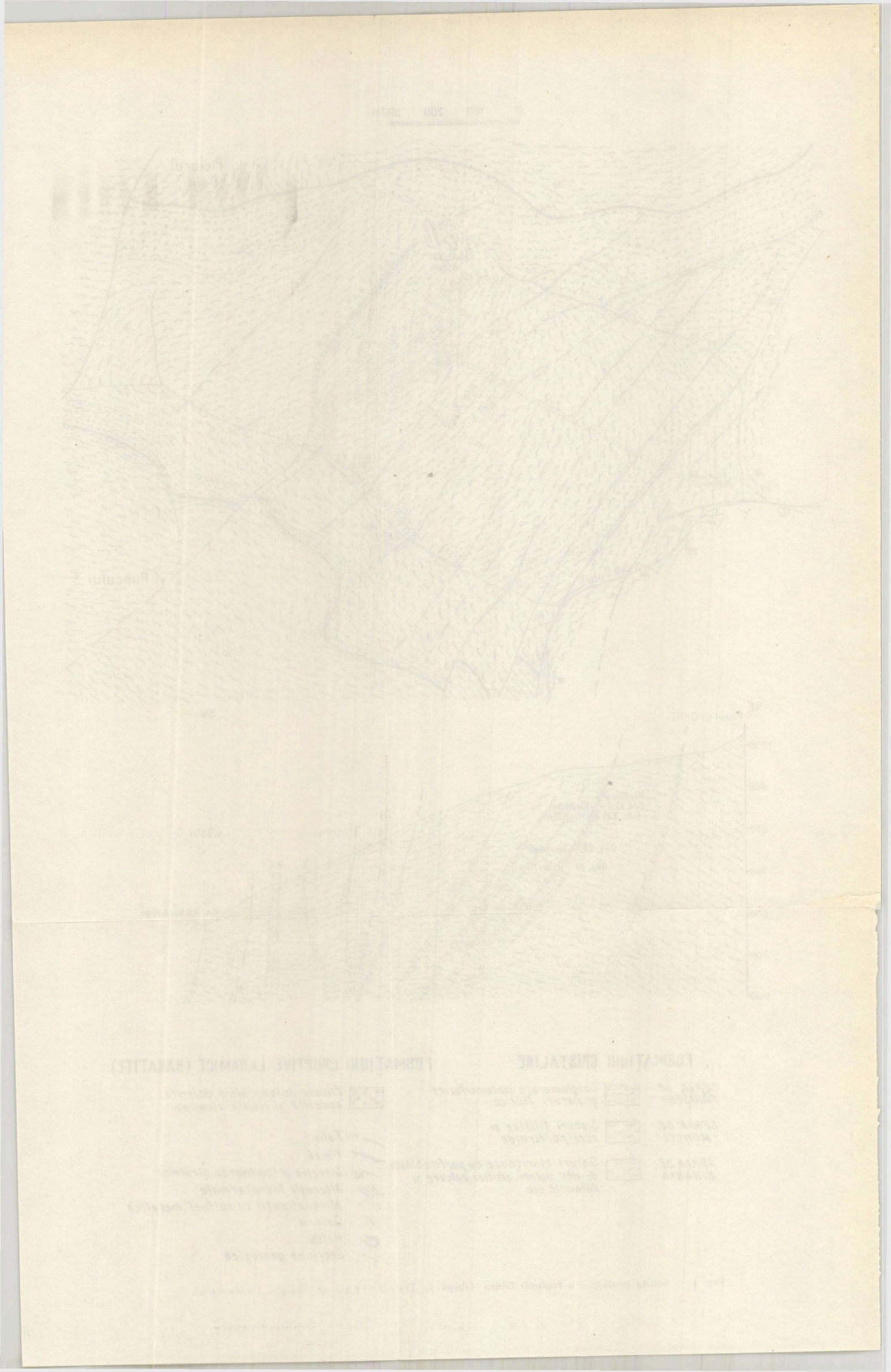
- SERIA DE PĂIUȘENI — Conglomerate metamorfozate și șisturi filitice
- SERIA DE MUNCEL — Șisturi filitice și roci porfiroide
- SERIA DE BIHARIA — Șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, șisturi albitice, calcare și dolomite etc

FORMAȚIUNI ERUPTIVE LARAMICE (BANATITE)

- Filoane de lamprofire, dolerite, andezite și riolite alcaline

- Falie
- Pînză
- 25 — Direcția și inclinarea stratelor
- Alterații hidrotermale
- Mineralizații cu sulfuri metalice
- Galerii
- Haldă
- Secțiune geologică

Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Dolea (după I. Berbeleac și Olga Ionescu).



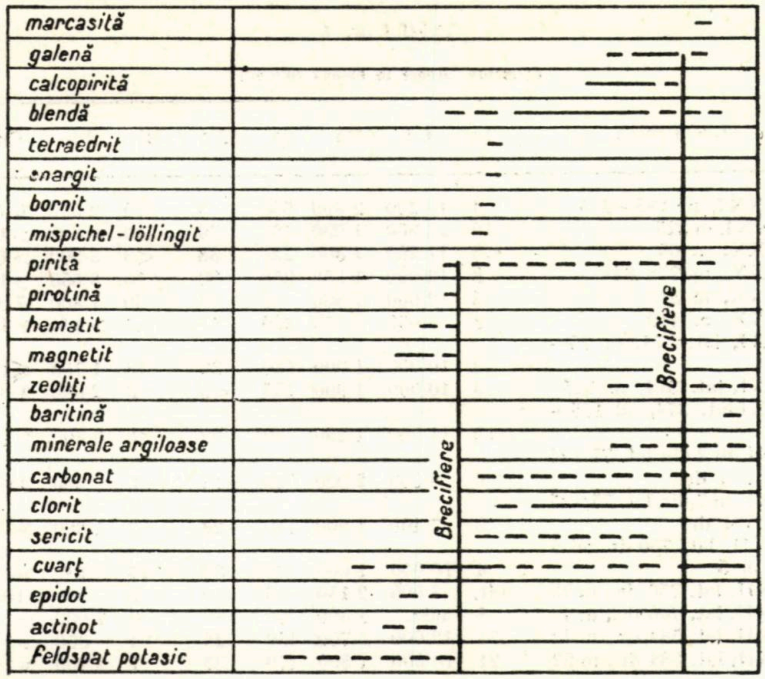


Fig. 4. — Succesiunea de formare a mineralelor metalice și de gangă în zăcămîntul Brusturi.

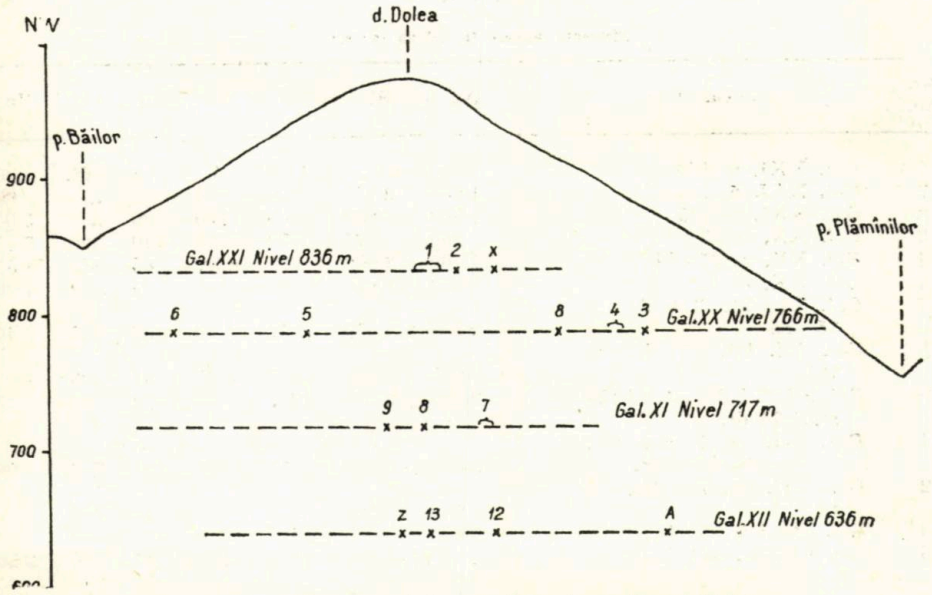


Fig. 5. — Localizarea probelor recoltate de pe filonul Dolea.

Tabelul nr. 1

Elemente minore în blendă (p.p.m.)

Nr. pb.	Localizarea	In	Cd	Mn	Co	Ag	Bi	Pb	Cu	Zn/Cd
1	Gal. XXI, m 195—215	4	10 200	2 800	530	9	10	2 000	6 700	65
2	Gal. XXI, m 225	19	12 600	1 900	450	30	19	6 500	>1%	53
3	Gal. XX, m 65	<3	11 200	1 800	220	38	<3	3 500	>1%	60
4	Gal. XX, m 77—84	8	12 000	1 350	350	80	16	3 650	>1%	56
5	Gal. XX, m 313	15	12 000	1 800	730	45	30	1 800	7 000	54
6	Gal. XX, m 410	3	9 000	2 350	280	46	17	>1%	⩾1%	74
7	Gal. XI, lat. 374, m 75—85	<3	10 000	1 900	630	22	18	1 700	⩽1%	67
8	Gal. XI, lat. 374, m 125	<3	10 000	1 900	155	<3	3	2 000	1 000	67
9	Gal. XI lat. 374, ml 155—160	12	11 300	1 250	370	92	<3	3 400	⩾1%	59
10	Gal. XI, m 2 din lat. 75/125 stg. 374 dr.	6	8 600	2 000	520	<3	3	200	4 000	78
11	Gal. XI, m 7 din lat. 75/125 stg./374 dr.	3	7 400	1 900	450	28	62	1 800	>1%	90
12	Gal. XII, lat. 750 dr., nişă 75, m 5	4	10 000	1 600	400	33	17	1%	⩾1%	67
13	Gal. XII, lat. 750 dr., m 22	ndt.	8 000	2 150	95	10	9	500	<1000	84
14	Gal. XII, lat. 700 dr., m 4	6	ndz.	1 500	700	180	1 100	7 000	⩾1%	—
15	Gal. XII, lat. 584 dr., m 42	34	12 000	1 700	480	28	4	850	⩾1%	56
16	Gal. XII, lat. 584 dr., m 52	21	10 000	1 500	470	35	7	2 700	⩾1%	67

Lipsesc Ga, Sn, As, Ni, Ti, Sb, Te, Cr, V.

Tabelul nr. 2

Elemente minore în galenă (p.p.m)

Nr. pb.	Localizarea	Ag	Bi	Sb	Te	Mn	Cu	Zn
1	Gal. XXI, m 150	800	ndt.	1 200	ndt.	3	ndt.	<300
2	Gal. XXI, m 195—215	1 500	2 400	85	35	15	,,	600
x	Gal. XXI, m 225	2 000	>3 000	<50	100	30	,,	5 000
3	Gal. XX, m 65	260	75	150	<30	140	220	6 000
4	Gal. XX, m 77—84	1 700	⩾3 000	265	ndz.	68	ndz.	1 550
6	Gal. XX, m 410	1 200	1 650	<50	30	75	220	1 900
7	Gal. XI, lat. 374 dr., m 75—85	2 500	>3 000	<50	45	37	200	2 400
8	Gal. XI, lat. 374 dr., m 125	530	200	230	<30	34	27	1 050
10	Gal. XI, m 2 din lat. 75/125 stg./374 dr.	2 200	>3 000	ndt.	40	22	23	330
11	Gal. XI, m 7 din lat. 75/125 stg./374 dr.	3 000	>3 000	50	125	18	260	3 000
12	Gal. XII, lat. 750 dr., m 5	280	500	140	30	34	280	3 100
13	Gal. XII, lat. 750 dr., m 22	3 400	>3 000	ndt.	770	17	19	<300
15	Gal. XII, lat. 584 dr., m 42	2 400	>3 000	<50	160	17	480	2 200

Lipsesc Ge, As, In, Ga, Sn, Co, Ni, Tl, CrV.

Tabelul nr. 3

Elemente minore în calcopirită (p.p.m.)

Nr. pb.	Localizarea	In	Mn	Co	Ni	Ti	Ag	Bi
4	Gal. XX, m 72—84	4	700	9	10	65	210	45
5	Gal. XX, m 313	3	40	13	10	33	320	11
6	Gal. XI, m 410	3	300	14	10	45	90	6
7	Gal. XI, m 75—85	3	280	14	10	36	320	240
8	Gal. XI, m 125	3	240	18	10	30	250	300
11	Gal. XI, lat 75/125 stg./374 dr.	3	245	28	10	10	1000	550
12	Gal. XII, lat. 759 dr., nișă 75, m 5	3	500	17	10	45	30	3
15	Gal. XII, lat. 584 dr., m 42	3	525	28	10	60	400	3
14	Gal., XII, lat. 700 dr., m 4	7	180	30	10	48	300	600

Lipsesc Ga, Ge, Sn, As, Sb, Te.

Tabelul nr. 4

Elemente minore în pirită (p.p.m.)

Nr. pb.	Localizarea	Mn	Co	Ni	Ti	As	Ag	Bi	Cu	Pb	Zn
1	Gal. XXI, m 195—215	30	220	10	30	ndt.	1	ndt.	3 000	300	—
4	Gal. XX, m 77—84	150	290	10	340	„	20	44	1—3%	2 900	5 500
3	Gal. XX, m 65	105	250	11	330	„	12	ndt.	4 000	2 200	1 600
6	Gal. XX, m 410	235	180	32	30	„	27	44	8 000	7 500	5 200
7	Gal. XI, lat. 374, m 75—85	105	410	870	30	„	45	120	3 900	3 100	900
8	Gal. XI, lat. 374, m 125	80	150	13	30	950	27	115	2 950	1 000	1 000
11	Gal. XI, m 7 din lat. 75/125 stg./374 dr.	30	260	87	30	ndt.	10	30	3 000	620	1 000
12	Gal. XII, lat., 750 dr., nișă 75, m 5	240	100	10	270	960	13	ndt	3 000	1 320	2 900
Z	Gal. XII, lat. 750 dr., m 6	435	920	10	100	320	31	100	ndt.	3 000	3 500
A	Gal. XII, lat. 750 dr., m 200	120	190	24	500	ndt.	115	225	1 000	2 000	1 000
14	Gal. XII, lat. 700 dr., m 4	135	110	27	30	400	95	1010	8 700	1 600	1 000
16	Gal. XII, lat. 584 dr., m 42	95	105	8	190	550	17	48	3 000	2 300	9 000

Lipsesc In, Ga, Ge, Sn, Cd, Sb, Te.

Tabelul nr. 5

Elemente minore în minereurile polimetalice (p.p.m.)

Nr. pb.	Localizarea	In	Ga	Mn	Co	Ni	Ag	Bi	Cr	V	Ti
1	Gal. XXI, m 195—215	3	11	8 000	125	44	360	350	132	160	2 700
2	Gal. XX, m 410	3	3	3 700	140	ndt.	530	580	ndt.	34	135
3	Gal. XI, lat. 374, m 75—85	3	17	9 000	200	10	800	870	ndt.	130	650
4	Gal. XII, lat. 750 dr., nișă 75, m 5	3	8	1%	225	10	600	650	66	200	1 100

Lipsesc Ge, Sn, As, Sb, Te.

Mineralizația de la Brusturi se caracterizează prin conținuturi ridicate ale unor microelemente, pînă la valori care sugerează posibilitatea valorificării lor economice. Concentrațiile ridicate de cobalt în blendă și de telur în galenă sînt datorate temperaturii ridicate de cristalizare.

BLENDA

Dintre elementele minore dozate în blendă (tabelul nr. 1), Cd, Mn și Co au valori ridicate în toate probele analizate, fără fluctuații exagerate de conținut, situație ce s-ar explica prin includerea lor în rețeaua blendei. Indiul se întîlnește în concentrații extrem de scăzute. Conținuturile ridicate de Cu și Pb sînt datorate incluziunilor de calcopirită formată prin dezamestec, respectiv impurităților de galenă ce nu au putut fi evitate; acelorași impurități se datorește și prezența argintului și bismutului.

Curba de frecvență a conținutului de Cd în blendă (fig. 6) arată distribuția sa log-normală, conținutul cel mai frecvent fiind mai ridicat decît în blendele de la Ruschița și Moldova Nouă.

Aceeași alură prezintă și curba de frecvență a conținuturilor de Co, cu valori mai ridicate decît cele înregistrate la Ruschița și care diferă de cea corespunzătoare zăcămîntului de la Moldova Nouă (fig. 7).

Remarcăm identitatea aspectelor curbelor de frecvență ale conținuturilor de Mn pentru zăcămintele de la Brusturi și Ruschița; proporția ridicată de Mn determină situarea curbei Brusturi în zona marginală a diagramei (fig. 8). Proiectarea mediilor conținuturilor de Mn și Cd (fig. 9) subliniază și concentrația neobișnuit de ridicată a Cd în blendele zăcămîntului de la Brusturi.

GALENA

Rezultatele analitice pun în evidență prezența Ag, Bi, Te, Mn, Cu, și Zn în galena de la Brusturi (fig. 10); se constată că valorile Bi, Ag și Te sînt relativ ridicate. Concentrația crescută în Ag și Bi sugerează posibilitatea prezenței de sulfosăruri în cristalele de galenă. Galenele analizate sînt sărace în Sb.

CALCOPIRITA

Dintre elementele minore dozate în calcopirită, In, Mn, Co, Ni arată o constanță remarcabilă a conținutului; Ag și Bi apar uneori în conținuturi mai ridicate, sugerînd prezența unor impurități.

PIRITA

Pirita este singurul mineral care are uneori conținuturi apreciabile de arsen (300—10000 p.p.m.). Prezența arsenului justifică ușoara anizo-

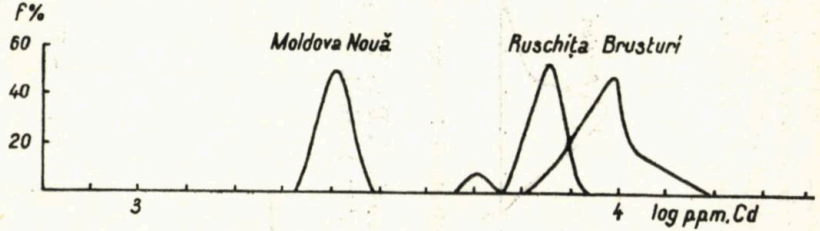


Fig. 6. — Curbele de frecvență ale conținutului de cadmiu în blende.

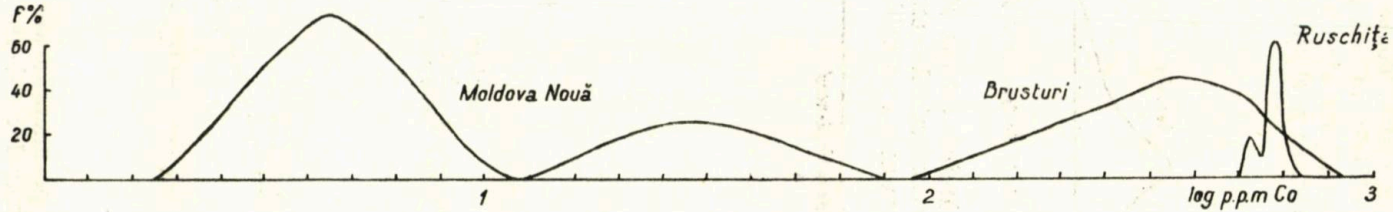


Fig. 7. — Curbele de frecvență ale conținutului de cobalt în blende.

tropie a cristalelor de pirită. Toate probele conţin Co şi Ni; raportul acestora este în general ridicat, cu valori cuprinse între 3 şi 29.

Concentraţiile ridicate ale Co în blende şi ale Bi, Te şi Ag în galene sînt caracteristice pentru geochimia provinciei laramice. Distribuţia acestora în cele trei zăcăminte comparate (Brusturi, Ruschiţa, Moldova Nouă) arată asemănări determinate de comunitatea originii, dar şi particularităţi controlate de temperatura soluţiilor.

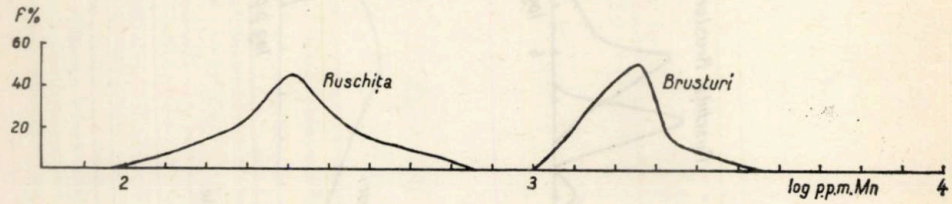


Fig. 8. — Curbele de frecvenţă ale conţinutului de mangan în blende.

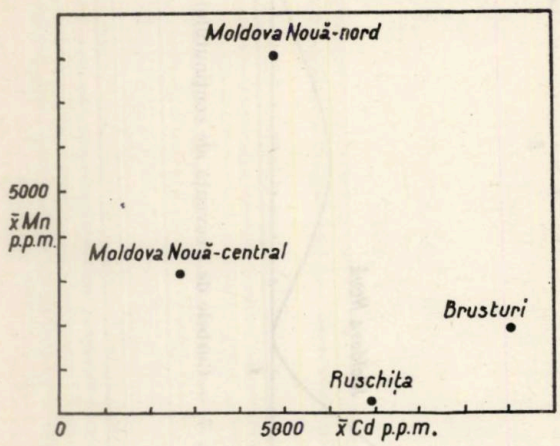


Fig. 9. — Diagrama $\bar{x}$Mn — $\bar{x}$ Cd.

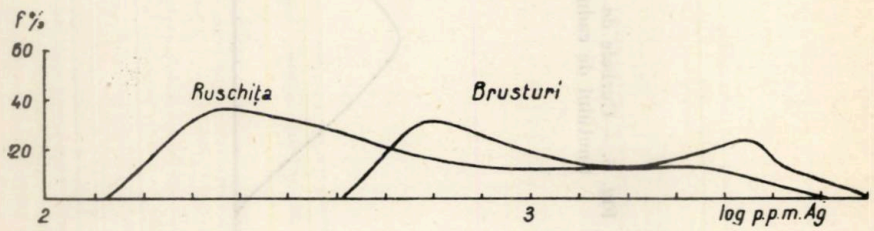


Fig. 10. — Curbele de frecvenţă ale conţinutului de argint în galene.

Cercetările experimentale ale lui P. M. Bethkle şi P. B. Barton (1971) au arătat dependenţa de temperatură a distribuţiei Cd şi Mn în blende. Proiecţia conţinuturilor de Cd în diagramele elaborate de aceşti

autori indică pentru blendele din zăcămîntul de la Brusturi un domeniu de cristalizare cuprins între 320 şi 430°C (fig. 11). Prezenţa ortozei în această parageneză este în acord cu temperatura ridicată la care s-a format mineralizaţia polimetalică de la Brusturi.

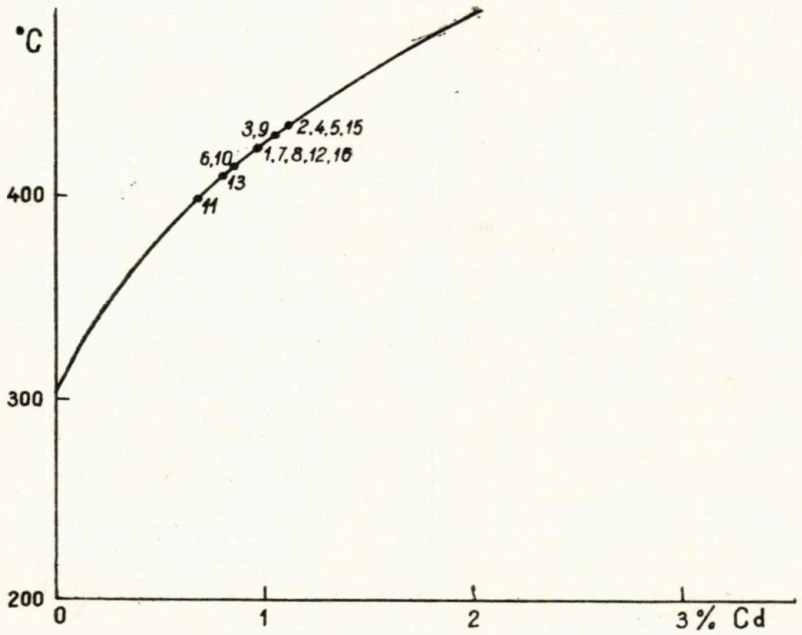


Fig. 11. — Semnificaţia geotermometrică a distribuţiei Cd şi Mn în blendele studiate (diagramă după P. B. Bethke şi P. B. Barton Jr., 1971).

CONSIDÉRATIONS MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES SUR LE GISEMENT DE SULFURES POLYMÉTALLIQUES DE BRUSTURI

RÉSUMÉ

Le gisement de sulfures polymétalliques de Brusturi, d'affiliation laramienne, situé dans les formations cristallophylliennes des Monts du Bihor, a un caractère filonien méso-hypothermal, se caractérise par des concentrations de blende, galène, calcopyrite et prend l'aspect de dissémination ou bien de masses compactes le long de l'importante fracture de Dolea et de ses ramifications.

La fracture de Dolea, d'âge probable paléocène, fait partie d'un système régional orienté NO—SE et cicatrisé par des lamprophyres.

La minéralisation atteint son développement maximum dans la zone médiane du filon; on constate aussi une certaine zonalité verticale et horizontale de la distribution des sulfures.

L'étude géochimique du gisement relève des teneurs élevées en Cd et Co des blendes, le contenu appréciable de l'Ag, du Bi et du Te des galènes ainsi que la haute proportion du Co dans les pyrites.

La comparaison des diagrammes de fréquence des éléments mineurs dans les blendes et les galènes de Brusturi avec les diagrammes similaires d'autres gisements laramiens souligne les caractères communs de ces minéraux, tout en mettant en évidence certains traits individuels de ce gisement.

BIBLIOGRAFIE

Bethke P. M., Barton P. B. Jr. (1971), *Distribution of some elements between coexisting sulphide minerals*, Econ. Geol., **66**, *1*.

Fleischer M., (1955), *Minor elements in some sulphide minerals*, Econ. Geol., Fiftieth Anniv. Vol.

Giușcă D., Volanschi Ernestina (1968), *Contribuții la studiul geochimic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Ruschița (Poiana Ruscă)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **13**, *1*.

— (1971), *Contribuții la studiul geochimic al blendelor și galenelor din zăcăminte polimetalice alpine din România*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **16**, *1*.

Ionescu Olga, Berbeleac I. (1971), *Asupra feldspatizărilor întîlnite în zonele mineralizate cu sulfuri polimetalice din Munții Bihor*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **16**, *1*.

Stroiber R. (1940), *Minor elements in sphalerite*, Econ. Geol., **XXXV**.

Taylor H. P. (1963), *Importance of chalcophile element abundances in determining the sequence of sulphide minerals depositions from monoascendent ore-forming solutions*, Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Prague, **I**.

— (1963), *Evolution of chemical composition of ore bearing solutions dependent on the same source*, Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Prague, **I**.

Warren H., Thompson (1945), *Sphalerite from western Canada*, Econ. Geol., **XL**.

Primit în redacție la 2 octombrie 1972

Academia Republicii Socialiste România,
Întreprinderea geologică de prospecțiuni
pentru substanțe minerale solide
și
Institutul geologic

STRATIGRAFIA, TECTONICA ŞI METAMORFISMUL FORMAŢIUNILOR DIN ETAJUL SUPERIOR AL PRECAMBRIANULUI MEDIU DIN REGIUNEA BOZOVICI (BANAT)

H. SAVU

55(05)

INTRODUCERE

Partea de sud-vest a Munţilor Semenic, cuprinsă între valea Minişului, Bozovici, Lăpuşnicu Mare şi valea Nera, este constituită din şisturi cristaline cu diferite grade de metamorfism, străbătute de intruziuni granitoide precambriene, roci diabazice paleozoice şi de roci banatitice mezozoice. Aceste formaţiuni metamorfice prezintă o importanţă deosebită atît pentru stabilirea stratigrafiei (stratotipurilor) şisturilor cristaline aparţinînd precambrianului mediu din Carpaţii Meridionali, cît şi pentru cunoaşterea evoluţiei metamorfismului regional progresiv din Munţii Semenic, al cărui studiu detaliat a început mai la nord de această regiune (S a v u , 1965, 1969, 1970).

În trecut regiunea Bozovici a atras atenţia mai multor cercetători care, fie au discutat-o în cadrul lucrărilor lor de sinteză asupra Carpaţilor Meridionali (S t r e c k e i s e n , 1933; C o d a r c e a , 1940), fie au efectuat în cuprinsul ei cartări sau prospecţiuni pentru diferite substanţe minerale utile [1].

În vederea întocmirii hărţii geologice la scara 1 : 50 000, foaia Lăpuşnicu Mare (1970), noi am efectuat în această regiune cercetări privind stratigrafia, tectonica primară şi metamorfismul şisturilor cristaline. Rezultatele obţinute asupra acestor probleme vor fi prezentate în lucrarea de faţă.

---

[1] S. M î n z a t u, E. M î n z a t (1958), *Raport asupra părţii de SV a Munţilor Semenic între Lăpuşnicu Mare şi Şopotul Nou (reg. Bozovici)*, arh. Inst. geol., Bucureşti.

I. H a n u m o l o, A. H a n u m o l o, C. P a r a s c h i v e s c u, I. F o c ş a, I. R ă d u l e s c u, C. H u r d u z e u, F. B a r b u, N. C î m p e a n u, St. C î m p e a n u (1961), *Raport asupra lucrărilor de prospecţiune geologică pentru aur şi sulfuri complexe în reg. Bozovici — Ravensca*, arh. Inst. geol., Bucureşti.

STRUCTURA GEOLOGICĂ A REGIUNII ŞI TECTONICA ŞISTURILOR CRISTALINE

Şisturile cristaline din această regiune reprezintă prelungirea spre sud-vest a celor din Munţii Semenic. Ele alcătuiesc o fîşie de formaţiuni metamorfice şi roci granitoide orientată pe direcţia NE—SV. În extremitatea nordică a regiunii, şisturile cristaline suportă cîteva petice de depozite detritice carbonifer superioare şi permiene. Partea de nord-vest a regiunii este alcătuită din formaţiunile carbonatice-mezozoice — ale zonei Reşiţa —Moldova Nouă, care acoperă granitoidele şi rocile metamorfice precambriene. Spre sud-est şisturile cristaline sînt acoperite de depozitele sedimentare miocene din bazinul neogen al Bozoviciului.

Legătura dintre această zonă de şisturi cristaline şi principala arie de dezvoltare a formaţiunilor metamorfice ale precambrianului mediu din Munţii Semenic este întreruptă de falia Poniasca — Pătaş, în lungul căreia se dezvoltă un mic bazin sedimentar tortonian (pl. III).

Tectonica primară-sinmetamorfică a şisturilor cristaline este dominată de sinclinalul asimetric Dealul Tăria — Şopotul Nou. Zona axială a acestei structuri constă din şisturile cristaline slab metamorfozate ale seriei de Buceava, sub care se situează seriile de Miniş şi de Sebeş — Lotru (complexul micaşisturilor) ale căror formaţiuni se dispun succesiv şi simetric, apărînd pe ambele flancuri ale structurii.

Sinclinalul Dealul Tăria — Şopotul Nou este o structură neplană şi necilindrică (T u r n e r şi W e i s s , 1963), care reprezintă una din structurile secundare ale virgaţiei ce caracterizează tectonica primară a şisturilor cristaline din Munţii Semenic (S a v u , 1965, 1970). La nord de acest sinclinal important se mai poate observa o mică structură anticlinală.

În partea de vest a regiunii se dezvoltă structura anticlinală majoră a virgaţiei, care se continuă în Balcani şi Rodopi (S a v u , 1965) şi în a cărei zonă axială se localizează, ca şi mai la nord în Munţii Semenic, intruziuni granitoide sinorogene, cum sînt plutonul de la Sicheviţa şi corpul de la izvoarele văii Lăpuşnicului (pl. III). Structura aceasta este însă mascată de depozitele sedimentare mezozoice din zona Reşiţa—Moldova Nouă.

Aceste structuri plicative s-au format concomitent cu metamorfismul şisturilor cristaline. În cuprinsul lor, formaţiunile metamorfice sînt adesea puternic microcutate (fig. 1 şi pl. I, fig. 1); fenomene de budinaj apar din loc în loc. În unele zone se observă o foliaţie secundară (S_2) suprapusă peste foliaţia primară (pl. I, fig. 2). Se întîlnesc şi cazuri în care foliaţia rocilor este diferită de stratificaţia primară-sedimentară. Formula structurală a acestor şisturi este $(L_1 + S_1 \parallel S) + (L_2 + S_2 + S_1)$.

Datorită faliei transversale majore Poniasca — Pătaş şi altor două falii care au aceeaşi direcţie şi sînt de asemenea pretortoniene, zona de şisturi cristaline cu structurile sale primare este separată în trei blocuri sau segmente principale : blocul valea Miniş — Lăpuşnicu Mare, blocul Moceriş şi blocul Şopotul Nou. O caracteristică generală a acestor blocuri este aceea că toate sînt înclinate spre nord-est (pl. III), astfel că şi structurile, iniţial aproape orizontale, plonjează în acelaşi sens.

STRATIGRAFIA ŞISTURILOR CRISTALINE

Şisturile cristaline din regiunea Bozovici cuprind secvenţele superioare ale formaţiunilor precambrian medii din provincia metamorfică prebaicaliană care se cunosc în Banat (S a v u, 1969, 1970). Aceste formaţiuni se repartizează la trei serii metamorfice, şi anume : seria de Sebeş — Lotru (complexul micaşisturilor — C_4), seria de Miniş şi seria de Buceava. Formaţiunile primei serii aparţin etajului mijlociu al precambrianului mediu (Pc II_2), iar celelalte două serii reprezintă diviziunea superioară a acestuia (Pc II_3), aşa cum rezultă din figura 2.

Fig. 1. — Leptinite cu textură paralelă sau microcutată străbătute de fisuri ac, valea Bozoviciului.

a) Complexul micaşisturilor (C_4) al seriei de Sebeş — Lotru este reprezentat în această regiune numai prin orizonturile sale superioare care însumează o grosime maximă de aproximativ 1 000 m .

Acest complex constă în general din micaşisturi cu muscovit şi biotit, uneori şi almandin, în care se intercalează pe alocuri paragnaise cu două mice şi cuarţite cu muscovit sau cu biotit. Mai rar apar intercalaţii de amfibolite şi serpentinite, mai ales pe flancul vestic al sinclinalului Dealul Tăria — Şopotul Nou.

În partea de nord, succesiunea stratigrafică a complexului micaşisturilor se încheie cu un orizont de leptinite care fac trecerea la seria de Miniş. Acestea sînt roci fin granulare (pl. I, fig. 3), casante, de culoare roşcată sau cenuşie, care se prezintă în benzi paralele, uneori microcutate

(fig. 1) şi în care apar uneori intercalaţii subţiri de amfibolite. Prin aspectul lor general aceste roci amintesc leptinitele din partea de vest a Masivului central francez, descrise de R o q u e s (1941) şi pe care am avut ocazie să le cercetăm în 1968, în apropierea oraşului Tulle.

Originea acestui tip de rocă metamorfică a făcut în ultimul timp obiectul discuţiilor a numeroşi cercetători din diferite ţări, care au dezbă-

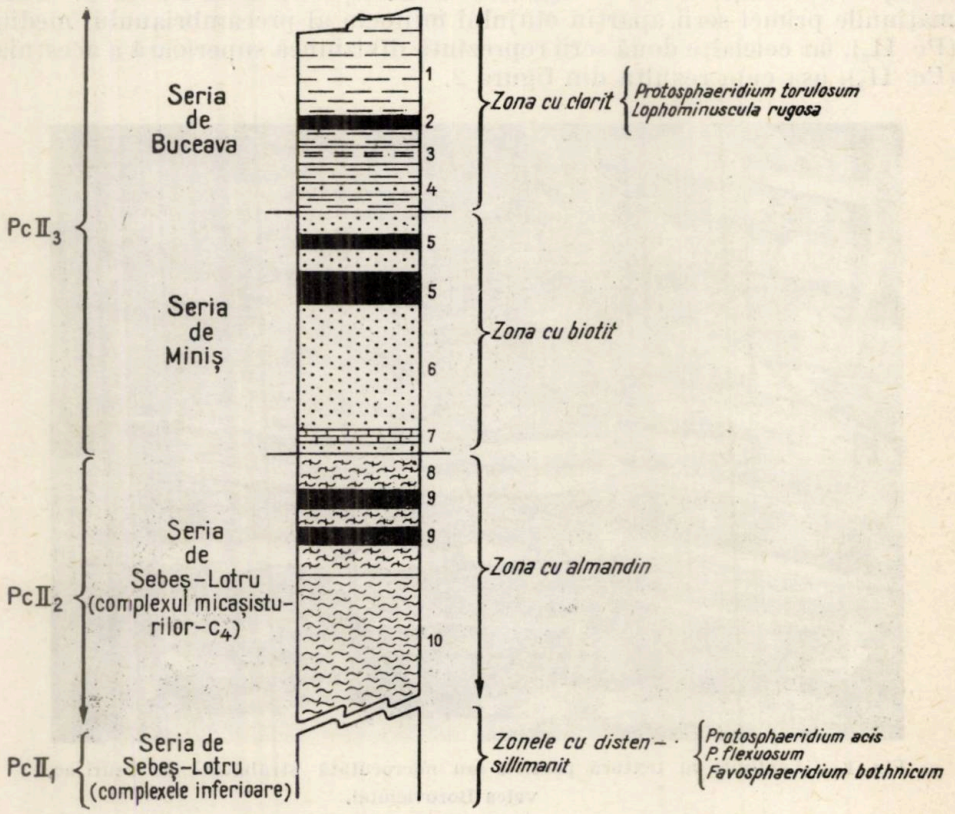


Fig. 2. — Coloana stratigrafică a şisturilor cristaline ale precambrianului mediu din regiunea Bozoviciului.

Seria de Buceava (Pc II_3): *1*, Filite; *2*, metatufuri bazice; *3*, şisturi cuarţitice grafitoase; *4*, cuarţite, Seria de Miniş (Pc II_3): *5*, amfibolite şi şisturi amfibolice; *6*, cuarţite cu biotit ± hornblendă; *7*, calcare cristaline. Seria de Sebeş – Lotru (complexul micaşisturilror – Pc II_2): *8*, leptinite; *9*, amfibolite; *10*, micaşisturi cu muscovit, biotit şi almandin

tut problema dacă leptinitele reprezintă roci magmatice acide sau roci sedimentare de tipul greywachelor. Compoziţia chimică a unui leptinit de pe valea Bozoviciului indică o rocă acidă, care a rezultat dintr-o magmă leucogranitică cu parametrul *fm* mai mare şi *k* mai mic.

Conţinutul scăzut de CaO şi Al_2O_3 şi cantităţile mai ridicate de SiO_2, Na_2O şi fier din această rocă ar arăta, după părerea noastră, că leptinitele de la Bozovici au provenit din erupţii submarine de tipul keratofirelor

Compoziția chimică a leptinitului (proba *90*) de pe valea Bozoviciului

Analiza chimică		Parametrii Niggli		Norma CIPW	
SiO_2	—71,75	si	— 360	q	—30,30
Al_2O_3	—13,98	al	— 41,2	or	—17,79
Fe_2O_3	—0,91	fm	— 24,5	ab	—35,63 Plag. An 6,5
FeO	— 3,32	c	— 4,0	an	— 2,50
TiO_2	— 0,35	alk	— 30,3	hy	— 6,85
MnO	— 0,15	k	— 0,32	c	— 2,75
P_2O_5	— 0,02	mg	— 0,25	tn	— 0,78
CaO	— 0,77	ti	— 1,2	mt	— 2,78
MgO	— 0,85	Qz	—138,8		
K_2O	— 2,98				
Na_2O	— 4,20				
S	— 0,09				
CO_2	— lipsă				
$H_2O^{+105°}$	— 0,60				
$H_2O^{-105°}$	— 0,15				
Total	100,12				

Analist: Al. Dănciulescu.

cuarțifere sau din tufurile ignimbritice ale acestora, care au fost apoi metamorfozate. Astfel de roci eruptive apar în general în etapele finale ale desfășurării magmatismului inițial al geosinclinalelor și ar fi în concordanță cu evoluția geosinclinalului prebaicalian (Carpathian-Dalslandian) din Carpații Meridionali, în ideea că formațiunile cristaline din regiunea Bozovici reprezintă partea superioară a precambrianului mediu (fig. 2). Produsele bazice metamorfozate ale acestui magmatism sînt reprezentate prin amfibolitele și serpentinitele din seriile de Sebeș — Lotru și Miniș și prin metatufurile bazice din seria de Buceava.

b) Seria de Miniș care urmează în continuitate de sedimentare peste complexul micașisturilor al seriei de Sebeș — Lotru are în această regiune o grosime de 1 000—1 500 m. Aceasta constă în general din șisturi cuarțitice și cuarțite cu biotit și hornblendă, cuarțite cu biotit și muscovit, șisturi grafitoase și șisturi carbonatice, în care se intercalează importante nivele și orizonturi de amfibolite (pl. I, fig. 4) și șisturi amfibolice. Pe valea Bozoviciului, în baza seriei de Miniș apare un nivel subțire de calcare cristaline, care se intercalează în cuarțite biotitice și șisturi amfibolice.

c) Seria de Buceava succede concordant seriei de Miniș. În regiune nu apare decît partea sa cea mai inferioară, restul formațiunilor fiind erodate, în cea mai mare parte, într-o epocă premergătoare carboniferului superior.

Formațiunile seriei de Buceava se dezvoltă în axul sinclinalului Dealul Tăria — Șopotul Nou, dar din cauza fracturilor mai noi, amintite și a eroziunii care a urmat acestora, formațiunile acestei serii nu se mai păstrează decît în blocul valea Miniș — Lăpușnicu Mare — zona cea mai importantă — și în blocul Moceriș. Acestea sînt alcătuite în general din filite, în cadrul cărora se deosebesc șisturi cu muscovit și clorit, șisturi

cuarţitice, şisturi cloritoase şi şisturi carbonatice, în care se intercalează nivele de şisturi cuarţitice grafitoase, metafuri bazice şi şisturi cloritoase cu epidot.

Vîrsta acestor şisturi cristaline a fost stabilită în anul 1969, în vederea elaborării hărţii 1 : 50 000, foaia Lăpuşnicu Mare, cînd pe cele şapte probe colectate de noi din seria de Buceava, cea mai slab metamorfozată, V i o l e t a I l i e s c u a determinat următorul conţinut palinologic :

Prototrachysphaeridium sp.
Protomycterosphaeridium sp.
Protosphaeridium sp.
Protosphaeridium torulosum Tim.
Margominuscula sp.
Lophominuscula rugosa Naum.

Aceste forme se plasează în tot intervalul precambrianului, unele trecînd chiar şi în cambrianul inferior. Atrage atenţia forma *Lophominuscula rugosa* care este citată în general în prima jumătate a rifeanului. Ţinînd seama însă de faptul că această formă este asociată cu cele din genurile *Protomycterosphaeridium* şi *Prototrachysphaeridium*, prezente în special în rifeanul superior — cambrianul inferior, concluzia noastră a fost că seria de Buceava se plasează la limita dintre ceea ce se cunoaşte în Platforma Rusă ca rifean inferior şi rifean superior, respectiv ar fi situată în etajul superior al precambrianului mediu ($Pc\ II_3$).

Această concluzie este susţinută de faptul că seriile de Miniş şi de Buceava se succed în continuitate de sedimentare şi de metamorfism, prima fiind concordantă şi cu seria de Sebeş—Lotru, în care S. P. B a g d a s a r i a n [2] a determinat recent vîrsta de 838 mil. ani, utilizînd metoda Rb/Sr. Din contră, determinările radiometrice prin metoda K/Ar indică trei momente de rejuvenare la nivelul mişcărilor baicaliene, bretone şi alpine. În calcarele cristaline din aceeaşi serie, A d i n a V i s a r i o n [3] a determinat în 1970, la Armeniş, formele *Protosphaeridium acis.* Tim., *P. densum* Tim., *P.* cf. *flexuosum* Tim., *Protosphaeridium* sp. şi *Favosphaeridium* cf. *bothnicum* Tim., care sînt citate în formaţiunile botniene şi ladogiene din Finlanda.

Pe baza acestor date putem aprecia că formaţiunile care alcătuiesc seriile metamorfice de Buceava şi de Miniş, asemănătoare ca facies litologic, aparţin diviziunii superioare a precambrianului mediu ($Pc\ II_3$); complexele superioare ale seriei de Sebeş — Lotru ar reprezenta etajul mediu ($Pc\ II_2$), iar complexele inferioare ale acestei serii etajul inferior al precambrianului mediu ($Pc\ II_1$). Aceste formaţiuni s-au sedimentat în zona geosinclinală aparţinînd ciclului prebaicalian (G i u ş c ă şi colab., 1969) sau carpathian (Savu şi colab., 1972), ciclul tectonomagmatic ce s-ar încheia ceva mai tîrziu decît ciclul dalsandian (900—850 mil.ani).

EVOLUŢIA PROCESELOR DE METAMORFISM

Şisturile cristaline din regiunea Bozovici au fost afectate de acelaşi metamorfism regional progresiv care a metamorfozat şi restul formaţiu-

[2] Comunicare verbală.
[3] Comunicare verbală.

nilor precambrianului mediu din provincia metamorfică prebaicaliană din Munţii Semenic (S a v u, 1969, 1970) şi din Carpaţi (S a v u şi S c h u s t e r, 1971). În această regiune se regăsesc numai formaţiunile care au fost situate la partea superioară a stivei de sedimente din geosinclinalul prebaicalian, motiv pentru care stadiul lor de metamorfism (metamorphic stage — W i n k l e r, 1970) este slab şi se caracterizează prin formarea următoarelor trei zone (izograde) metamorfice specifice acestui stadiu: clorit, biotit şi almandin (pl. III, fig. 2 şi tabelul nr. 1).

a) Zona cu clorit se suprapune peste formaţiunile seriei de Buceava. Echilibrele minerale determinate de condiţiile de PT din acest izograd sînt ilustrate de paragenezele de mai jos.

Filite:

(1) Cuarţ-albit(An_8)-clorit-sericit(muscovit)-epidot(-grafit)
(2) Cuarţ-albit-sericit(muscovit)-clorit-calcit(-grafit)
(3) Cuarţ-sericit-clorit-albit.

Mineralul critic din rocile de origine pelitică din această zonă este cloritul care se prezintă în lamele fine. Este un clorit magnezian de tipul penin, cu următoarele caracteristici: Ng = verde-gălbui; Nm = slab verzui; Np = verzui-albăstrui; (—) 2 V $\sim 0°$; Ng—Np = 0,004—0,005.

Şisturi carbonatice:

(4) Cuarţ-albit-calcit-clorit-sericit
(5) Cuarţ-albit-calcit-epidot-clorit-sericit (-grafit).

Şisturi şi cuarţite grafitoase:

(6) Cuarţ-grafit-albit-muscovit-clorit
(7) Cuarţ-grafit-albit(An_7)-calcit.

Un mineral caracteristic pentru paragenezele de mai sus este şi albitul (An_{7-8}), care se prezintă fie în granule fine, fie în mici porfiroblaste. Adesea prezintă macle polisintetice.

Roci bazice (metatufuri şi şisturi amfibolice):

(8) Albit-actinot-clorit-epidot-cuarţ(-magnetit-leucoxen-titanit).

Amfibolul actinolitic, mineralul caracteristic acestor roci, se prezintă de obicei în cristale prismatice foarte subţiri şi orientate de obicei paralel cu direcţia axului tectonic B al structurilor. El prezintă următoarele caracteristici optice: Ng = verde-albăstrui; Nm = verde-gălbui; Np = gălbui; cNg = 15°

Analiza paragenezelor din zona cu clorit arată că aceasta se încadrează clar în fasciesul şisturilor verzi (E s k o l a, 1920; T u r n e r, 1949).

b) Zona cu biotit cuprinde toate formaţiunile seriei de Miniş şi se caracterizează prin următoarele parageneze de minerale (S a v u, 1970):

Micaşisturi cu muscovit şi biotit şi şisturi cuarţitice:

(1) Cuarţ-muscovit-biotit (-grafit)
(2) Cuarţ-muscovit-biotit-albit (-grafit)
(3) Cuarţ-muscovit-biotit-plagioclaz (An_{10})-grafit.

Şisturi şi metagresii carbonatice:

(4) Cuarţ-plagioclaz-calcit (ankerit)-muscovit-biotit.

Calcare cristaline:

(5) Calcit-muscovit (-magnetit-pirită).

Amfibolite şi gnaise amfibolice:

(6) Hornblendă-plagiolcaz(An_{28})-epidot-cuarţ (-magnetit)

Tabelul nr. 1

Condiţiile P T ale metamorfismului prebaicalian în complexele superioare ale precambrianului mediu

Seria metamorfică	Faciesul metamorfic (Eskola, 1920)	Stadiul de metamorfism (Winkler, 1970)		Izogradul (zona metamorfică)	Grosimea formaţiunilor m	Adîncimea km	Presiunea kb	Temperatura °C
Seria de Buceava (parţial erodată) Pc II_3	şisturi verzi	foarte slab—slab		clorit	13 000—14 000	0—14	0—4	0—450
Seria de Miniş Pc II_3	amfibolitelor cu epidot		slab	biotit	1 000—1 500	14—15,5	⩾4	450—470
Seria de Sebeş—Lotru (complexul micaşisturilor) Pc II_2				almandin	1 000	15,5—16,5	⩾ 4 — 4,5	470—545

(7) Hornblendă-plagioclaz-biotit-cuarţ (-magnetit-leucoxen-titanit)
(8) Cuarţ (20 %)-plagioclaz (60 %)-amfibol-biotit.

Amfibolul din rocile bazice ale acestei zone este o hornblendă comună cu următoarele caracteristici: Ng = verde-verde albăstrui; Nm = brun-verzui; Np = gălbui; cNg = 19°.

Serpentinite:
(9) Antigorit-magnezit-magnetit.

Ţinînd seamă de particularităţile paragenetice ale zonei cu biotit, în care epidotul este prezent în permanenţă în rocile amfibolitice, şi de caracterul mai bazic al plagioclazului, noi preferăm să încadrăm această zonă la faciesul amfibolitelor cu epidot, aşa cum am arătat anterior (S a v u, 1969, 1970).

c) Zona cu almandin se suprapune peste formaţiunile seriei de Sebeş — Lotru, cum a fost descrisă anterior (S a v u, 1970). Această zonă se caracterizează prin următoarele parageneze:

Micaşisturi şi şisturi cuarţitice:
(1) Cuarţ-almandin-plagioclaz-muscovit-biotit.

Paragnaise:
(2) Cuarţ-plagioclaz-biotit-muscovit.

Leptinite:
(3) Cuarţ-microclin-plagioclaz-granat-biotit.

Granatul din leptinite se prezintă în cristale cu contur neregulat sau cu structură de atol. El este de obicei colorat mai intens în brun-roşcat, deosebindu-se astfel de granaţii din rocile de origine pelitică din această zonă metamorfică, care sînt impregnaţi cu un praf opac, fin, şi prezintă o coloraţie brună slabă (pl. II, fig. 1).

Amfibolite:
(4) Hornblendă-plagiolcaz-epidot-cuarţ (-magnetit).

Paragenezele de minerale din această zonă arată că ea se încadrează foarte bine în faciesul intermediar sau al amfibolitelor cu epidot (T u r n e r, 1968).

METAMORFISMUL DE CONTACT SINCINEMATIC

Metamorfismul de contact sincinematic se manifestă concomitent cu metamorfismul regional, dar este controlat de doi factori principali, şi anume: metamorfismul regional progresiv şi plutonismul granitoid sinorogen[4]. În consecinţă, rocile metamorfice care iau naştere de regulă în aureola intruziunilor granitoide prezintă aceleaşi particularităţi structurale şi texturale ca şi şisturile cristaline din restul regiunii, dar conţin parageneze ambigue, formate din minerale caracteristice atît metamorfismului regional, cît şi celui de contact s.str. Aceste asociaţii de minerale din aureolele de contact sincinematic sînt determinate de creşterea accentuată a temperaturii determinate de căldura degajată din intruziunile granitoide, în condiţiile menţinerii aceloraşi condiţii de presiune şi stress, ca şi în restul

[4] H. S a v u, *Pre-Hercynian types of metamorphism over the territory of Romania and their relationships with the synorogenic plutonism.* La conférence „Corrélation des événements géologiques dans le socle ancien de la zone varisque de l'Europe"., Liblice (RST), le 29 mai—5 juin 1972 (sub apr).

zonei (izogradului) metamorfismului regional în care se manifestă aceste fenomene. În aceste condiţii particulare de PT iau naştere roci şistoase cu parageneze specifice, care în regiunea Bozovici se prezintă astfel:

(1) Cuarţ-cordierit (pinit)-muscovit-biotit-plagioclaz
(2) Cuarţ-andaluzit-staurolit-granat-muscovit-biotit-plagioclaz.

Biotitul din aceste parageneze prezintă un pleocroism mai accentuat: Ng = Nm = brun-roşcat; Np = gălbui.

Andaluzitul apare în cristale prismatice, care sînt orientate ca şi celelalte minerale în planul foliaţiei rocilor şi alungite paralel cu axul B al structurilor plicative (pl. II, fig. 2). Analiza chimică a unei roci cu andaluzit şi staurolit este redată mai jos, împreună cu mezonorma sa, calculată după B a r t h (1955) şi S h a w (1969).

Compoziţia chimică a gnaisului cu andaluzit şi staurolit (proba 66) de pe valea Lăpuşnicu Mare

Analiza chimică		*Mezonorma*		
SiO_2	72,35	Cuarţ	45,12	
Al_2O_3	13,96	Andaluzit	3,39	
Fe_2O_3	0,60	Staurolit	1,21	
FeO	3,40	Albit	23,00	Plag.
		Anortit	7,45	An_{24}
TiO_2	0,75	Muscovit	8,05	
MnO	0,25	Biotit	4,82	
P_2O_5	0,14	Almandin	4,81	
CaO	1,64	Magnetit	0,69	
MgO	1,26	Ilmenit	1,04	
K_2O	1,40	Pirită	0,09	
Na_2O	2,45	Apatit	0,32	
S	0,03			
$H_2O^{+105°}$	1,56	Total	99,99	
$H_2O^{-105°}$	0,20			
Total	99,99			

Analist: A l. D ă n c i u l e s c u .

Celula standard (B a r t h , 1955) a acestei roci este următoarea:
$K_{1,6}\ Na_{4,0}\ Ca_{1,5}\ Mg_{1,6}\ Fe_{3,0}\ Al_{14,2}\ Si_{62}\ Ti_{0,4}\ P_{0,04}$
$[O_{151,2}\ OH_{8,8}]$ 160.

Din caracterul paragenezelor şi din distribuţia rocilor care le conţin, rezultă că în regiune sînt expuse cercetării numai rocile afectate de metamorfismul de contact sincinematic situate la nivelul zonelor cu almandin şi probabil cu staurolit. Acestea formează o zonă îngustă situată în imediata vecinătate a intruziunilor granitoide (pl. III).

Influenţa intruziunilor granitoide sinorogene precambriene asupra şisturilor cristaline se manifestă şi prin fenomene de migmatizare arteritică, ce apar însă accidental şi sînt în general slabe. Acestea se întîlnesc în zona cu almandin şi în zona cu biotit şi sînt reprezentate prin migmatite oculare, constituite din fenoblaste de microclin şi albit, alungite paralel cu lineaţia L_1 a şisturilor cristaline din paleosomă.

PLUTONISMUL GRANITOID SINOROGEN

Plutonismul acid care se manifestă în timpul cutării și metamorfismului șisturilor cristaline a determinat formarea a două corpuri de roci granitoide (pl. III), care sînt alungite paralel cu axele structurii anticlinale majore. Contactele lor sînt paralele cu direcția generală a șisturilor cristaline, iar xenoliții de roci metamorfice, care sînt de obicei mai bogați în biotit, sînt de asemenea orientați paralel cu contactele corpurilor.

Unul din aceste corpuri este situat în partea de sud-vest a regiunii și reprezintă extremitatea nord-estică a plutonului granitoid de Sichevița. Acest pluton este alcătuit din roci cu textură slab orientată, ca granodiorite cu biotit și muscovit, (pl. II, fig. 3), în care apar separații de diorite cuarțifere cu biotit, ce se caracterizează printr-un plagioclaz cu structură slab zonară (pl. II, fig. 4). Apar uneori autolite bogate în biotit. În masa plutonului se întîlnesc adesea separații de roci pegmatoide roșii și aplite, localizate de obicei pe cele trei sisteme de fisuri principale din masiv.

Analizele chimice, norma CIPW și parametrii Niggli (tabelele nr. 2, 3, 4) indică, pentru două granodiorite și un granit pegmatoid de pe vale Nera, magme granodioritice sau granodioritice cu tendință granitică.

Tabelul nr. 2

Compoziția chimică a rocilor granitoide

Oxizi	108 Granodiorit Valea Nera	110 Granodiorit Valea Nera	111 Granit pegmatoid roșu — Valea Nera
SiO_2	64,95	66,04	62,88
Al_2O_3	19,26	18,69	17,69
Fe_2O_3	0,79	1,32	0,86
FeO	3,25	3,17	4,36
MgO	1,02	1,00	1,36
MnO	0,25	0,25	0,28
CaO	2,40	2,60	2,20
Na_2O	3,52	3,52	4,00
K_2O	2,35	1,76	2,57
TiO_2	0,55	0,60	1,00
P_2O_5	0,14	0,12	0,08
S	0,06	0,19	0,08
CO_2	lipsă	lipsă	0,96
$H_2O^{+105°}$	0,70	0,47	1,63
$H_2O^{-105°}$	0,20	0,25	0,35
TOTAL	99,52	99,98	100,30

Analist : Al. Dănciulescu.

Proiecția pe diagrama QAbOr (fig.3), construită după Tuttle și Bowen (1958), arată că aceste roci se situează între presiunile de 500 și 4 000 de bari, la stînga minimului ternar al granitelor ideale.

Al doilea corp de roci granitoide se găsește la izvoarele văii Lăpușnicu Mare și este constituit în general din granodiorite cu muscovit și biotit.

Tabelul nr. 3

Norma CIPW

Nr. probei	qu	or	ab	an	hy	C	tn	ap	mt	cc
108	27,30	13,34	29,34	9,17	7,38	7,75	1,37	0,34	2,32	—
110	30,00	10,56	29,34	9,73	8,70	7,45	1,57	0,34	3,71	—
111	23,10	15,57	34,06	5,56	10,4	8,06	2,55	0,34	2,78	2,10

Tabelul nr. 4

Valorile parametrilor Nggli

Nr. probei	Qz	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	ph	Tipul de magmă
108	92	273,6	47,8	21,0	10,8	20,4	0,30	0,30	1,7	0,2	granodioritică
110	104,2	280,6	46,7	22,5	11,7	19,1	0,25	0,28	2,0	0,2	granodioritică
111	61,8	251,0	41,8	26,6	9,3	22,3	0,30	0,30	3,1	0,2	granodioritică-granitică

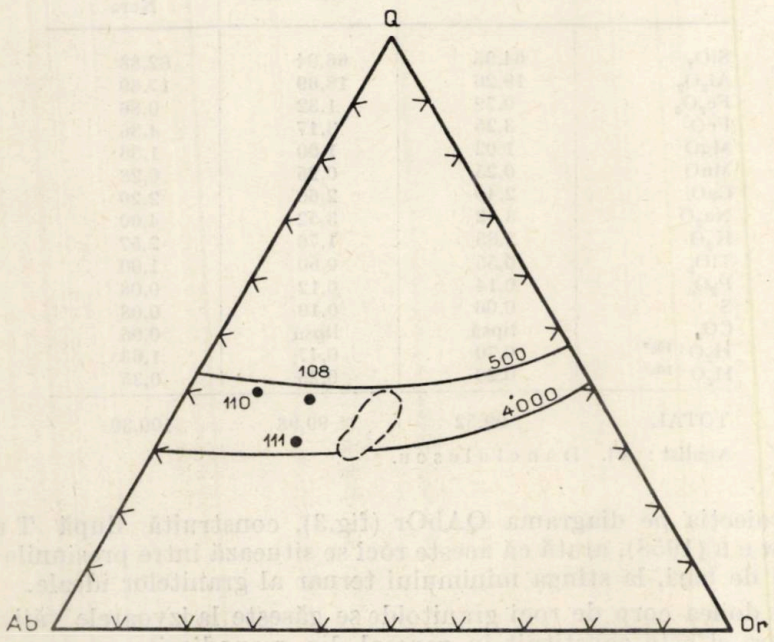


Fig. 3 — Diagrama Q Ab Or.

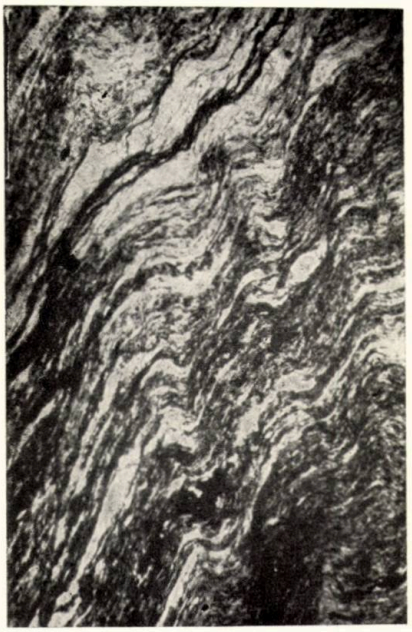


Fig. 1. — Șist cu muscovit și biotit microcutat. Valea Mocerișului. Nic. II ; × 35.

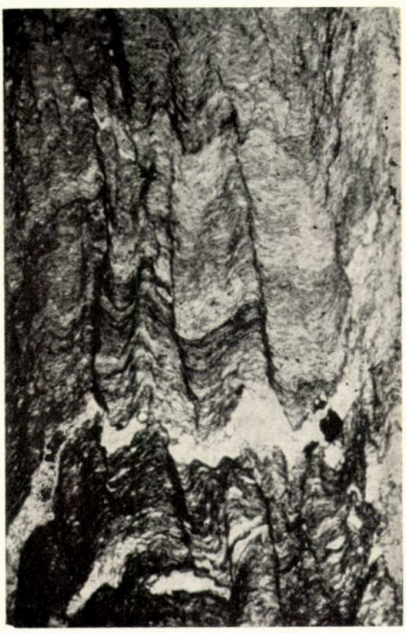


Fig. 2. — Filit din seria de Buceava, în care se vede o foliație secundară S_2. Pîrîul Lighidia. Nic. II ; × 24.

Fig. 3. — Structura leptinitelor de pe valea Bozoviciului. Nic. + ; × 25.

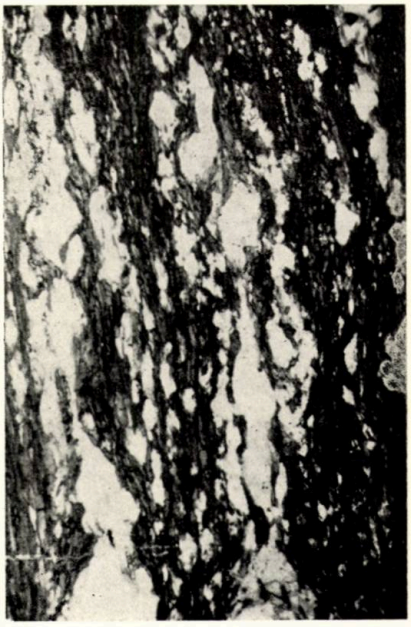


Fig. 4. — Amfibolit rubanat din seria de Miniș. Valea Mocerișului. Nic. II ; × 28.

Fig. 1. — Cristal de almandin cu structura Si orientată diferit de Se, într-un șist cu staurolit de la vest de Șopotul Nou. Nic. II; × 60.

Fig. 2. — Micașist cu andaluzit (Ad) din zona de contact sincinematic a plutonului granitoid. Valea Lăpușnicu Mare. Nic. II; × 22.

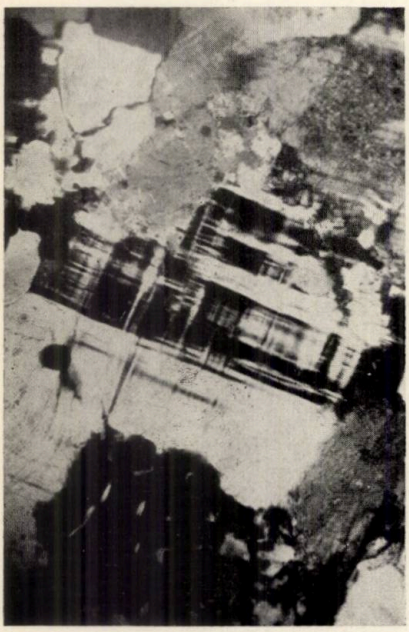


Fig. 3. — Microclin în granodioritele de la izvoarele pîrîului Lăpușnicu Mare. Nic. +; × 50.

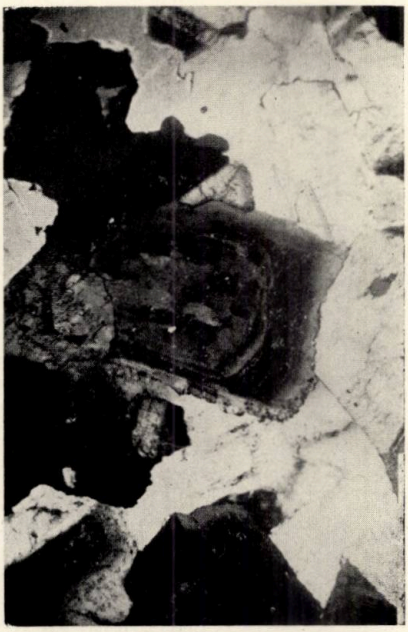
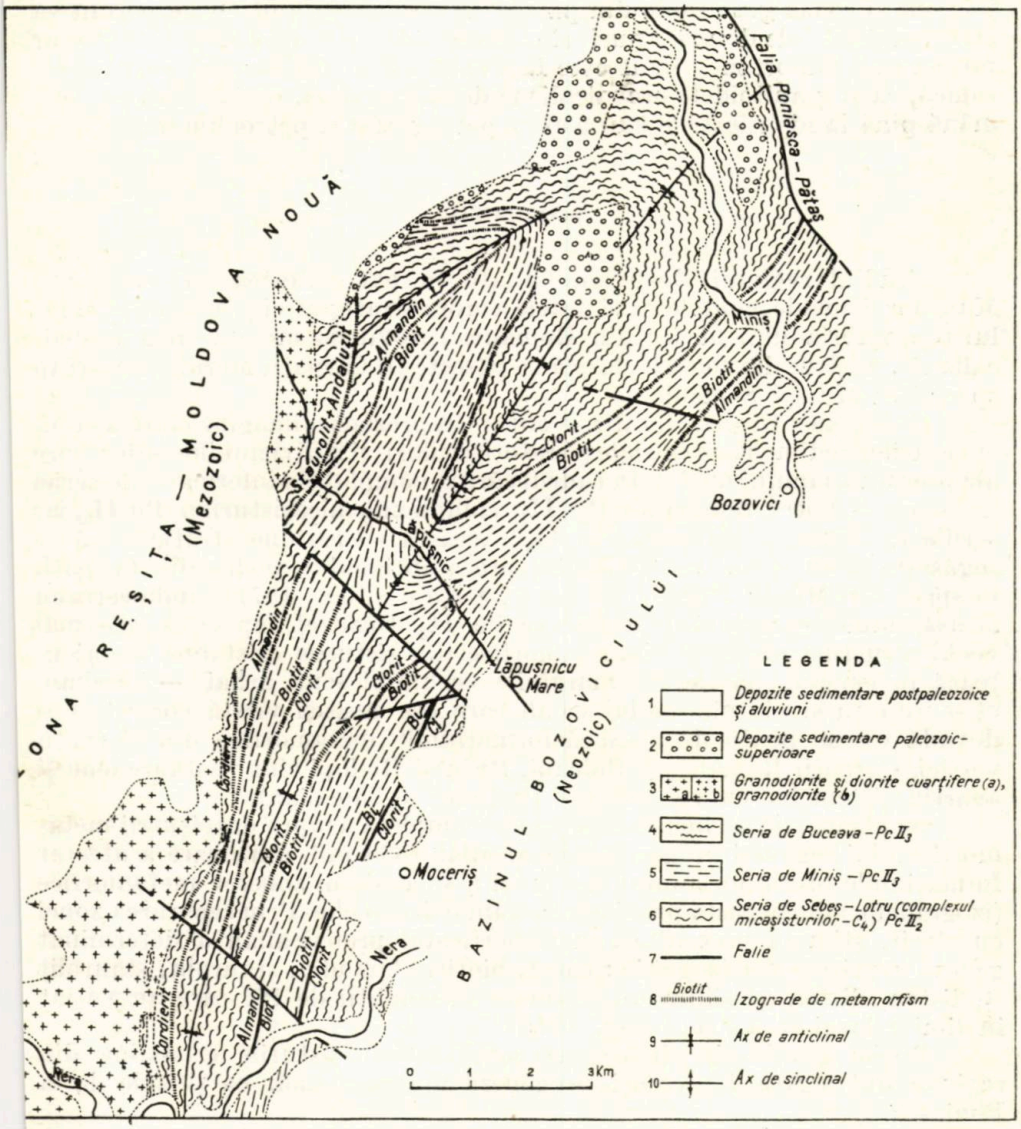


Fig. 4. — Diorit cuarțifer cu biotit și plagioclaz cu structură zonară (în centrul fotografiei). Valea Nera. Nic. +; × 23.



Harta geologică-structurală a regiunii Bozovici (Banat).

Poziția acestor două corpuri de roci granitoide la vest de sinclinalul Dealul Tăria — Șopotul Nou arată că ele sînt localizate în zona axială a structurii anticlinale majore Slatina — Timiș — Poniasca — Sicheviţa.

Depozitele sedimentare mezozoice care acoperă atît şisturile cristaline, cît şi rocile granitoide din partea de vest a regiunii nu ne permit să stabilim dacă cele două corpuri sînt independente sau formează un singur pluton mai important. Sigur este faptul că ele ocupă aceeaşi poziţie tectonică, ca şi granitoidele prebaicaliene de la Poniasca, roci cu care se aseamănă pînă la identitate şi sub aspect petrografic şi petrochimic.

CONCLUZII

Studiul regiunii Bozovici, situată în extremitatea sud-vestică a Munţilor Semenic, completează datele asupra stratigrafiei şi metamorfismului precambrianului mediu din România (provincia metamorfică prebaicaliană), a cărui dezvoltare clasică se găseşte în Carpaţii Meridionali şi în special în Munţii Semenic.

Sub aspect litostratigrafic se obţine în prezent o imagine clară asupra faciesurilor sedimentare iniţiale (stratotipurilor) şi a diviziunilor superioare ale precambrianului mediu, în cadrul căruia complexele inferioare ale seriei de Sebeş — Lotru reprezintă Pc II_1, complexul micaşisturilor Pc II_2, iar seriile de Miniş şi Buceava Pc II_3. Această succesiune stratigrafică se regăseşte şi în restul formaţiunilor precambrianului mediu din Carpaţi, în special în Munţii Făgăraş (S a v u , S c h u s t e r , 1971), unde seria cu acelaşi nume reprezintă de asemenea Pc II_3. Dealtfel, faptul că cele mai vechi structuri plicative sinmetamorfice din şisturile cristaline se orientează în general paralel cu marginile vechiului scut arhaic — karelian, est-european şi ale pintenului valah care are aceeaşi vîrstă constituie o dovadă cît se poate de clară că formaţiunile metamorfice din Carpaţii vestici, Carpaţii Româneşti, Balcani, Pirin şi Rodopi sînt postkareliene şi aparţin sistemelor cutate mai noi (gothian — baicalian).

Se obţine, de asemenea, o imagine completă asupra desfăşurrii metamorfismului regional progresiv prebaicalian (838 mil. ani), care a afectat formaţiunile precambrianului mediu, şi a succesiunii zonelor metamorfice (izogradelor) din această provincie metamorfică veche. Prin separarea zonei cu clorit, ştim în prezent că metamorfismul prebaicalian a determinat geneza următoarelor izograde : clorit, biotit, almandin, staurolit, staurolit + disten, disten şi sillimanit, formate în condiţii de PT care au variat în limite largi (S a v u , 1969, 1970) [5].

Rocile granitoide sinorogene care străbat şisturile cristaline din regiune sînt legate de aceeaşi orogeneză prebaicaliană, ca şi cele de la Poniasca.

Punerea în loc a plutonilor granitoizi influenţează, prin temperatura degajată, metamorfismul regional, determinînd formarea în jurul lor a unui metamorfism de contact sincinematic.

---

[5] H. S a v u, *Op. cit.* la pct. 4.

STRATIGRAPHY, TECTONICS AND METAMORPHISM OF FORMATIONS OF THE MIDDLE PRECAMBRIAN UPPER SEQUENCE FROM THE BOZOVICI REGION (BANAT)

SUMMARY

The study of the Bozovici region located in the southwesternmost part of the Semenic Mts supplemented data on the stratigraphy and metamorphism of the Middle Precambrian from Romania (Prebaikalian Metamorphic Province), whose classical development may be found in the southern Carpathians, and especially in the Semenic Mts. As regards the litho-stratigraphic aspect a clear-cut image of the initial sedimentary facies (stratotypes) and also of the Middle Precambrian upper sequence is today obtained. Within the Middle Precambrian the lower complexes of the Sebeș-Lotru series represent Pc II_1, the micaschist complex Pc II_2, and the Miniș and Buceava series Pc II_3 (Fig. 2). Likewise there was obtained a complete image, both as to the unfolding of the Prebaikalian (Carpathian) progressive regional metamorphism (838 m.y.), which had affected the Middle Precambrian formations, and as to the sequence of metamorphic zones (isogrades) from this old province (Table 1, and Plate III).

The separation of the chlorite zone allowed to establish that the Prebaikalian metamorphism has determined the genesis of the following isogrades: chlorite, biotite, almandine, staurolite, staurolite + kyanite, kyanite and sillimanite, formed under the PT conditions which displayed a wide range.

The synorogenic granitoid rocks (Fig. 3) which cross the crystalline schists from this region are linked to the same prebaikalian origin as those from Poniasca.

The emplacement of granitoid plutons influences the regional metamorphism by means of the released temperature, determining the formation around them of a syn-kinematic contact (periplutonic) metamorphism (Plate III).

BIBLIOGRAFIE

Barth T. F. W. (1955), *Presentation of rock analyses*, J. Geol., **63**, 348–363.

Codarcea Al. (1940), *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. geol. Rom., **XX**, 1–74.

Eskola P. (1920), *The mineral facies of rocks*, Norsk. Geol. Tidsskr., **6**, 143–194.

Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969), *Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania*, Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **13**, 221–234, Budapesta.

Roques M. (1941), *Les schistes cristallins de la partie SW du Massif central français*, Mém. Serv. Carte Géol. Fr. Clermont-Ferrand.

Savu H. (1965), *Structura în virgație a Cristalinului munților Semenic*, D. S. Com. Géol., **LI**/1 (1963–1964), 169–184.

— (1969), *Sur les conditions thermodynamiques qui ont contrôlé la genèse des zones métamorphiques des Monts Semenic*, Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **13**, 323–329, Budapesta.

— (1970), *Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din Munții Semenic*, An. Inst. geol., **XXXVIII**, 223–311.

SAVU H., SCHUSTER A. C. (1971), *Structura și petrologia șisturilor cristaline din regiunea Șinca Nouă-Holbav (Munții Făgăraș)*, D.S. Inst. geol., **LVII**/1 (1969–1970), 89–114.

SAVU H., VASILIU CECILIA, UDRESCU CONSTANȚA (1972), *Geneza granitoidelor și șisturilor cristaline din regiunea Valea Sadului-Stănceşti (Munții Parîng)*, D.S. Inst. geol., **LVIII**/1, 176–220.

SHAW D. M. (1969), *Evaluation of data*, in *Handbook of Geochemistry I*, Springer Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, p. 324–375.

STRECKEISEN A. (1933), *Sur la tectonique des Carpathes Méridionales*, An. Inst. geol., **XVI**, 327–417.

TURNER F. J. (1949), *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*, Geol. Soc. Amer., Memoir **30**.

— (1968), *Metamorphic petrology*, McGraw-Hill, New York.

TURNER F. J., WEISS L. E. (1963), *Structural analysis of metamorphic tectonites*, McGraw-Hill, New York.

TUTTLE O. F., BOWEN N. L. (1958), *Origin of granite in the light of experimental studies in the system* $NaAlSiO_3O_8–KAlSiO_3O_8 – SiO_2–H_2O$, Geol. Soc. Amer., Memoir **74**.

WINKLER H. G. F. (1970), *Abolition of metamorphic facies*, N. Jb Mineral., **5**, 189–248. Stuttgart.

* * * *Harta geologică la scara 1: 50 000*, foaia Lăpușnicu Mare, Inst. geol. 1970, București.

Primit în redacție la 10 noiembrie 1972

Institutul geologic

NOTĂ ASUPRA UNOR GNAISE OCULARE DIN SERIA DE MUNCEL (MUNȚII BIHORULUI)

DE

RADU DIMITRESCU

55(05)

Gnaisele oculare din seria cristalină de Muncel sînt cunoscute încă de la P. Rozlozsnik (1906, 1907), fiind descrise de acest autor ca granite cataclastice (șisturi cuarțitice cu lentile de feldspat potasic). Denumirea de gnais ocular este utilizată pentru aceleași roci în monografia lui M. Pálfy și P. Rozlozsnik (1939) asupra Munților Bihorului. D. Giușcă (1937) admite aceeași interpretare genetică pentru aceste roci, utilizînd termenul de epigranite, păstrat apoi și de A. Rafalet (1962). R. Dimitrescu (1958) se întoarce la termenul descriptiv și neutru din punct de vedere genetic de gnaise oculare. C. Ionescu (1962) adoptă denumirea de granite gnaisice, adăugînd atributul de „cataclazate" pe harta care însoțește lucrarea, iar ulterior (1970) se oprește la termenul de metagranite. În sfîrșit, D. Giușcă, H. Savu și M. Borcoș (1967), precum și V. Ianovici și colab. (1969) dau o interpretare genetică modificată acelorași roci, considerîndu-le metaporfire granitice.

Toți autorii care s-au ocupat cu seria de Muncel arată strînsa legătură ce există în teren între gnaisele oculare și porfiroidele intercalate în șisturile sericitoase. Din acest punct de vedere, roci de tipul unor porfire granitice s-ar încadra mai bine într-o ambianță vulcanogenă, putînd reprezenta un facies hipoabisic al unor erupțiuni riolitice.

Revizuirile întreprinse în Bihorul de sud între 1965 și 1971, în vederea redactării foilor geologice 1 : 50 000 Avram Iancu și Cîmpeni, ne-au condus la conturarea acestor gnaise oculare și între Avram Iancu și Vidra, acolo unde ele nu erau cunoscute anterior, precum și la prelungirea ivirii de la Mihoești spre est, pînă în dealul Muncelului. În consecință, se poate afirma astăzi că rocile la care ne referim apar între Rîul Mare — Rîul Mic — Vf. Muncelului, apoi pe ambele flancuri ale anticlinalului Tîrsa — valea Vidrișoarei, la sud de Arieșul Mic, trecînd apoi la nord de acesta, prin valea Cioroasei pînă la Nemeș. Orizontul de porfiroide metariolitice cu care sînt asociate gnaisele oculare continuă apoi, cu mici întreruperi, pe versantul sudic al Arieșului Mic, pînă la Mihoești, unde reapar pentru ultima oară gnaisele oculare.

Ceea ce rezultă destul de evident în stadiul actual al cercetărilor este apariția constantă a gnaiselor oculare, asociate cu porfiroidele, la

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 29–32. București, 1973

un anumit nivel stratigrafic, şi anume în baza orizontului median al seriei de Muncel, a cărui vîrstă este cambriană medie, după datele palinologice (Adina Visarion şi R. Dimitrescu, 1971). În plus, pe valea Cioroasa (Avram Iancu) am întîlnit în gnaise trei intercalaţii centimetrice de calcare cristaline. Acest „control stratigrafic" al apariţiei gnaiselor oculare ni se pare incompatibil cu interpretarea lor ca epigranite şi destul de problematic chiar şi în ipoteza unui caracter subvulcanic, de metaporfire granitice. Pe de altă parte, din cercetările noastre ne-am format convingerea că porfiroidele cu fenocristale relicte de cuarţ (uneori albastru, opalescent) reprezintă efectiv un nivel de metaignimbrite riolitice.

Pentru a contribui la lămurirea acestei probleme, am recoltat un eşantion (nr. 495) de gnais ocular din Arieşul Mic (Nemeş, com. Avram Iancu) pentru a-l supune analizei chimice (analist: Gabriela Covali). Rezultatele analizei, precum şi parametrii Niggli se prezintă după cum urmează:

SiO_2	77,44 %	si = 537
TiO_2	0,05	al = 53
Al_2O_3	12,98	fm = 13
Fe_2O_3	1,47	c = 3
FeO	0,59	alk = 31
MnO	0,02	k = 0,48
MgO	0,17	mg = 0,13
CaO	0,43	c/fm = 0,23
Na_2O	2,43	
K_2O	3,45	
P.C.	0,99	
H_2O^-	0,30	
	100,32 %	

Analiza s-ar putea încadra în grupul de magme leucogranitice, tipul aplit-granitic, dacă valorile parametrilor „si" şi „al" nu ar fi prea mari pentru rocile eruptive. De fapt, în tetraedrul lui Niggli, roca se proiectează în cîmpul rocilor clastice. Originea ei magmatică nu ar putea fi decît greu susţinută.

Observaţiile microscopice asupra unor secţiuni subţiri orientate în gnaisele oculare ne sugerează aspecte blastodetritice ale structurii acestora.

La descrierile făcute de alţi autori (C. Ionescu, 1962; A. Rafalet, 1962) putem adăuga că „ochii" prezintă de fapt contururi clastice, sugerînd parţial sfărîmarea şi parţial o rulare imperfectă; ei sînt înveliţi uneori în pelicule subţiri de cuarţ foarte fin granular şi sericit.

Deseori, aceşti ochi nu sînt formaţi dintr-un singur cristal de feldspat potasic, ci din mai mulţi concrescuţi şi cu indivizi de plagioclaz şi chiar şi de cuarţ (în afara cuarţului fin care recimentează fisurile). În masa fundamentală, granulele de feldspat sînt diseminate între cele de cuarţ (care predomină) şi nu formează plaje aparte. Trecerea la şisturile sericitice banale se face prin intermediul unor roci blastopsamitice, în care granulele, în general mai bine rulate, de feldspat şi de cuarţ (primele în proporţie mult mai ridicată) sînt prinse într-un ciment bazal şistos.

De un epigranit, roca se deosebeşte în special prin lipsa cristalelor larg dezvoltate de cuarţ primar, prin a căror fragmentare parţială să fie rezultat cuarţul microgranular al masei fundamentale.

Roca nu prezintă nici caractere blastoporfirice, datorită lipsei contururilor cristalografice proprii la ceea ce ar fi putut reprezenta fenocristalele relicte de feldspat.

Gnaisele oculare de care vorbim nu pot fi nici migmatice, deosebindu-se de acestea prin lipsa caracterului blastic al microclinului şi prin ambianţa epimetamorfică în care apar.

În concluzie, după părerea noastră, cel puţin o parte din gnaisele oculare ale seriei de Muncel, apărînd în cel de-al doilea orizont al acesteia între Avram Iancu şi Cîmpeni, reprezintă probabil metaconglomerate arcoziene cu ciment predominant cuarţos. Asocierea lor constantă în teren cu un nivel de porfiroide metariolitice, probabil ignimbritice, s-ar putea explica prin reunirea acestor două tipuri de roci într-un complex sedimentar-vulcanogen acid de tipul seriei tufacee (feldspatice) a permianului (M. B l e a h u, 1963); metaconglomeratele ar putea avea deci o origine parţial piroclastică. Nu sîntem însă în măsură a afirma că toate gnaisele seriei de Muncel, de exemplu şi cele dintre Biharia şi Găina, au originea postulată de noi.

Deformarea postcristalină a gnaiselor oculare studiate de noi este foarte evidentă. Cristalele de feldspat potasic şi calcosodic sînt fisurate şi recimentate cu mortar de cuarţ; lamelele lor de maclă sînt frecvent îndoite. Fîşii continui de sericit străbat roca imprimîndu-i o şistozitate oblică. Intersecţia ei cu stratificaţia produce o lineaţie (ax δ) foarte vizibilă la toate aceste roci, sub forma unei rubanări datorate mineralelor micacee. Lineaţia este orientată constant spre nord-vest.

În patru secţiuni orientate perpendicular pe lineaţie au fost măsurate cîte 100—120 de poziţii ale axelor optice ale cuarţului. În toate diagramele statistice, caracterul dominant este dat de centuri perpendiculare pe B, uneori „ac", pe care se plasează un maxim puternic (6—13%) situat între a şi c. Într-un singur caz apare un al doilea maxim aşezat simetric, la 45° între a şi c („maximum II"). Se mai poate observa tendinţa de schiţare a unor cercuri mici (corespunzînd unor suprafeţe conice) în jurul lui c. Simetria diagramelor este în general monoclinică, rocile încadrîndu-se între tectonitele — B. Din punct de vedere al etajelor structurale tectonice ale lui H. — J. B e h r (1965) ne aflăm în „zona maximului II", de intensitate medie a deformării.

NOTE SUR LES GNEISS ŒILLÉS DE LA SÉRIE DE MUNCEL (MONTS DE BIHOR)

RÉSUMÉ

Les gneiss œillés, associés à des métarhyolites, qui forment un niveau discontinu à la base du terme moyen de la série de Muncel entre les localités Avram Iancu et Mihoeşti, ont été considérés jusqu'à présent comme représentant des épigranites ou des métaporphyres granitiques. L'examen microscopique y relevant des caractères blastodétritiques, leur mode d'apparition stratiforme et une analyse chimique les plaçant dans

le champ sédimentaire, selon Niggli (très hautes teneurs en silice et en alumine), conduisent l'auteur à se demander s'il ne s'agissait en réalité de métaconglomérats arkosiens, intercalés dans une série vulcano-sédimentaire.

BIBLIOGRAFIE

Behr H.-J., (1965), *Zur Methodik tektonischer Forschung im kristallinen Grundgebirge*, Ber. geol. Ges. D.D.R., **10**, 2, Berlin.

Bleahu M. (1963), *Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V (1961), Com. șt. **III**/1, București.

Dimitrescu R. (1958), *Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa*, An. Com. geol., **31**.

Giușcă D. (1937) *Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor*, Bul. Lab. min. Univ., **II**, București.

Giușcă D., Savu H., Borcoș M. (1967), *Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni*, St. cerc. geol., **12**, 1.

Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969), *Evoluția geologică a Munților Metaliferi*, Edit. Academiei R.S.R., București.

Ionescu C., (1962), *Cercetări geologice și petrografice în cristalinul munților Bihor*, An. Com. geol., **32**.

— (1970), *Studiul geologic și mineralogic al regiunii Biharia*, Rezumatul tezei de doctorat, Centr. multiplic. Univ. București.

Rafalet A. (1962), *Studiul geologic și petrografic al cristalinului dintre Avram Iancu, vf. Găina și Bulzeștii de Sus*, D. S., Inst. geol., **48** (1960–61).

Visarion Adina, Dimitrescu R. (1971), *Contribuțiuni la determinarea vîrstei unor șisturi cristaline din Munții Apuseni*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza", Secț. a II-a b (geol.), **17**, Iași.

Primit în redacție la 10 noiembrie 1972

Universitatea „Al. I. Cuza", Iași
Facultatea de biologie-geografie

DOLOMITIZAREA UNOR CALCARE DE APĂ DULCE PALEOGENE ÎN MUNȚII PRELUCA (JUD. MARAMUREȘ)

DE

IOAN KALMÁR

55(05)

Prezența unor calcare de apă dulce în depozite continental-lacustre eocene din Munții Preluca a fost semnalată pentru prima dată de Fl. Marinescu și Josefina Marinescu[1] care le figurează pe harta geologică 1 : 20 000 în cîteva puncte din partea de sud a satului Preluca Veche (1962). Pe *Harta geologică a R.P.R.*, scara 1 : 100 000, foaia Tg. Lăpuș, sînt reproduse aceste locuri de aflorare, fiind plasate în cuprinsul priabonianului.

V. Lăzărescu[2] consideră că ele reprezintă travertine fosile depuse din izvoare ; după opinia autorului există o similitudine petrografică între acestea și calcarele de Rona, iar depozitele în care se găsesc ar fi echivalentul argilelor vărgate inferioare.

Cercetările noastre[3] aduc precizări în legătură cu modul de formare și vîrsta acestor roci.

Calcarele de apă dulce apar în strate lenticulare de maximum 2,5 m grosime ce ating 15—200 m pe direcție sau ca lentile și concrețiuni de dimensiuni variabile între cîțiva metri și 1—2 cm, dispuse fie direct peste șisturile cristaline (paragnaise, micașisturi, calcare și dolomite cristaline), fie în depozitele continentale (brecii argiloase, argile, nisipuri, pietrișuri nestratificate sau cu stratificație încrucișată) de la baza depozitelor eocene.

Aria de răspîndire a acestor roci este destul de mare, 90% dintre iviri fiind localizate în apropierea masivului de calcare și de dolomite cristaline, în special în zonele de răspîndire a „făinii dolomitice". Citățm astfel ivirile de la obîrșia văii Cufoii, cele din dealurile Măgurenilor, Piciorul Măscii, dealul La Laz, sub cătunul Podu Vimii, la Stanul Lutului,

---

[1] F. Marinescu, Josefina Marinescu (1955), *Raport asupra regiunii dintre rîul Lăpuș, vîrful Satra și Groși — regiunea Baia Mare*, arh. M.M.P.G., București ; F. Marinescu, Josefina Marinescu (1960), *Raport asupra regiunii Măgureni—Copalnic, raionul Lăpuș*, arh. M M.P.G , București.

[2] V. Lăzărescu, *Cercetări geologice între Someș și Lăpuș, la NV de Dej* (1965), lucrare de dizertație, Inst. petrol, gaze și geologie, București.

[3] I. Kalmár, *Prospecțiuni geologice pentru minerale nemetalifere — mică — în Preluca — Lăpuș*, 1966, arh. M.M.P.G., București ; *Prospecțiuni geologice pentru muscovit, cuarț și feldspat în munții Preluca, Maramureș*, 1967, arh. M.M.P.G., București ; *Prospecțiuni geologice pentru minerale nemetalifere și roci utile în munții Preluca-Lăpuș (jud. Maramureș), 1968*, arh. M.M.P.G., București.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 33—40, București, 1973

3—c. 2551

la gura văii Bonii, pe custura Cetăţuia—Sălniţa, la sud de Obcina—Dealul Corbului, pe uliţa satului cu acelaşi nume, la Preluca Nouă, Dealul Vărginei, sub Poienile Dracului — Sălniţa, sub dealul Părole — comuna Boiu Mare, Între Rîuri şi în sfîrşit la nord de rîul Cavnic, pe valea Pleşii şi valea Milerii.

Ivirile de calcare de apă dulce marchează, aproape întotdeauna, zonele depresionare ale reliefului preeocen, vizibile şi azi graţie îndepărtării prin eroziune a cuverturii sedimentare eocen superioară. O astfel de zonă depresionară se desemnează cu o deosebită claritate între obîrşia văii Cufoii şi satul Sălniţa; ea este vizibilă pentru un observator situat pe culmea La Poduri—Sălniţa în faţa căruia se desfăşoară vederea panoramică a întregului masiv cristalin.

Calcarele de apă dulce sînt roci dure, cu aspect concreţionar, de culoare brun închisă sau cenuşie închisă în spărtură proaspătă şi albegălbui la suprafaţă; în majoritatea cazurilor sînt străbătute de vinişoare albe de carbonat. În numeroase cazuri se observă o rubanare: porţiuni mai deschise la culoare alternate cu pături mai închise şi mai fine.

La microscop (fig. 1 şi 2), într-o masă fin granulară de calcit local recristalizat, se întîlnesc numeroşi corpusculi de tipul pseudooolitelor,

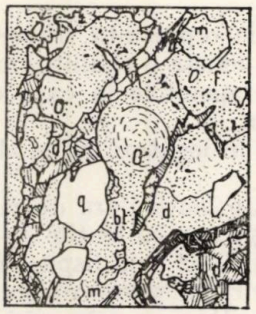


Fig. 1. — Calcar de apă dulce dolomitizat. Dealul Corbului.

O, Oogoane de characee; *bt*, picături fine de bitum; *f*, feldspat (albit) de neoformaţie; *m*, muscovit; *q*, cuarţ hidrotermal; *d*, dolomit depus pe fisuri.

Fig. 2. — Alterarea muscovitului detritogen din calcarele de apă dulce dolomitizate.

k, Masa de bază a calcarului; *ab*, albit de neoformaţie; *q*, cuarţ hidrotermal cu feţe cristalografice; *m*, muscovit, pe planele căruia se insinuează dolomitul (*d*), detaşîndu-se foiţe de „loewellierit".

avînd forme elipsoidale, fără vreo structură vizibilă. Elementul epiclastic este reprezentat prin granule de cuarţ, de cuarţit, de cuarţite muscovitifere şi foiţe de muscovit. Elementul autigen este reprezentat prin rare cristale clare de cuarţ cu contur hexagonal, de albit (3—5% An) şi foiţe foarte fine de clorit cenuşii-verzui. Resturile organice sînt rare: se observă oogoane de characee (din grupul *Imperforata*), dinoflagelate, ostracode şi resturi incarbonizate de plante nedeterminabile. Mineralele secundare sînt reprezentate prin calcedonie, prin carbonatul depus pe fisuri, pirita şi limonitul pelicular format pe seama mineralelor ferifere. În tabelul nr. 1 redăm compoziţia mineralogică procentuală şi dimensiunile mineralelor constituente.

Prezența constantă a vinelor de carbonat de culoare albă, insinuarea carbonatului în fisurile cele mai fine, chiar între foițele de muscovit pe care le detașează parțial, fenomenele de coroziune între carbonatul

Tabelul nr. 1

Compoziția mineralogică a calcarelor de apă dulce

Nr. crt.	Mineralul	Frecvența %	Dimensiuni mm
1	Calcit		
	— din masa de bază	20	sub 0,008
	— pseudooolite	0—8	0,080—0,200
2	Particule detritice		
	dintre care :	15	0,010—5,000
	— cuarț și cuarțite micacee	10,5	0,010—5,000
	— muscovit	4,5	0,050—0,600
3	Minerale autigene	3	
	dintre care :		
	— cuarț de neoformație	1,5	0,020—0,080
	— albit	0—0,5	0,015—0,060
	— clorit	1,5	sub 0,005
4	Resturi organice	5	
	dintre care :		
	— oogoane de characee	3—4	0,300—1,500
	— resturi de dinoflagelate	0—0,5	0,050—0,100
	— resturi de ostracode	0—0,5	0,080—0,250
	— plante încarbonizate	0—1	0,100—3,000
5	Minerale depuse pe fisuri	57	
	dintre care :		
	— dolomit	54	9,050—1,500
	— pirită	0—2	0,030—0,1000
	— silice (calcedonie, opal)	0—2	0,005—0,080
	— limonit, minerale argiloase	1	sub 0,005

larg cristalizat și masa fin granulară ne-au avertizat asupra existenței unor fenomene de înlocuire cu creștere de volum. Într-adevăr, examenul microscopic al unor secțiuni fără lemelă, care au suferit atacul unor reactivi[4], arată că, în timp ce masa fundamentală este constituită din calcit, vinișoarele sînt umplute cu dolomit. De asemenea se observă la aceste roci transformarea muscovitului detritogen în „loewellierit" prin insinuarea carbonatului larg cristalizat între planele de clivaj ale muscovitului, detașarea foițelor și trecerea lor într-o mică mai puțin birefringentă. „Loewellieritizarea" este un proces specific alterației lateritice dar se observă și în cadrul proceselor hidrotermale (fig. 2).

Analiza chimică a unor probe atestă caracterul lor dolomitic. În tabelul nr. 2 redăm rezultatele unor astfel de analize. Silicea este legată de prezența cuarțului detritogen și într-o măsură mai mică de a celui autigen sau a altor minerale silicatate. Alumina provine din muscovit și, într-o proporție mai mică, din albitul de neoformație sau minerale ar-

[4] Reactivi folosiți : azotat de argint și bicromat de K, după metoda de lucru adoptată de Vasilica Pieptea : *Identificarea rapidă a carbonaților prin metoda reacțiilor cromatice pe secțiuni fără lamelă*, 1967, Într. geol. prosp. , Cabinetul tehnic.

Tabelul nr. 2

Date petrochimice pentru calcarele de apă dulce dolomitizate din Masivul Preluca

Nr. probei	8 486	11 522
Locul	Cătun Dealul Vărghinei Preluca Nouă	Valea Muierii Piciorul Măşcii
1. Analiza chimică	%	%
SiO_2	7,78	12,95
Al_2O_3	7,32	2,97
Fe_2O_3	1,90	4,40
FeO	0,03	0,30
MgO	15,73	12,55
CaO	26,43	27,75
P_2O_5	urme	0,12
S	urme	0,31
CO_2	40,80	38,31
$H_2{}^{+105°}$	0,41	0,34
Total	100,00	100,00
2. Minerale normative	%	%
Dol	73,83	64,71
Cc	7,31	12,69
Ap	—	0,20
Py	—	0,89
Sid	0,09	—
Caol	18,12	8,56
Lim	2,25	4,92
Exces CO_2	2,81	1,67
Diasp	1,21	—
Q	—	7,88
Deficit H_2O	5,62	3,51
Total	100,00	100,00
3. Diagrama Vişneakov		
Dol	73,83	64,71
Cc	7,31	12,69
Imp.	8,86	22,60
Total.	100,00	100,00

giloase (caolinit) fin disperse, neidentificate la microscop. Fierul este legat de pirită, clorit sau de pelicule limonitice. Fosforul apare probabil ca fosfat de calciu dar la microscop nu s-a reuşit identificarea unor astfel de minerale. Sulful este legat de pirită sau de monosulfura de fier dispersă din pigmentul rocii. În sfîrşit, substanţele bituminoase formează probabil pigmentul de culoare închisă a rocii ; într-adevăr, aceste calcare, lovite, degajă miros specific de bitum.

Prin proiectarea datelor de analiză chimică în triunghiul Vişneakov, obţinem o caracterizare chimico-mineralogică a acestora. Ele se înscriu în cîmpul XVIII : „dolomit calcaros-argilos (grezos)" (fig. 3). Prin urmare, denumirea de calcar de apă dulce oglindeşte modul de formare şi nicidecum compoziţia actuală a rocii.

Proiectîndu-se oxizii de fier, alumina şi silicea (impurităţile) într-o diagramă ternară $SiO_2 - Al_2O_3$ $Fe_2O_3 + FeO$ se poate trage concluzia că impurificarea este de natură terigenă prin minerale argiloase şi cuarţ (fig. 4). Raportul Al_2O_3/SiO_2 (minus cuarţul vizibil la microscop) pune în evidenţă existenţa caolinitului şi a aluminei libere (fig. 5).

Pentru verificarea rezultatelor analizelor mineralogice şi chimice am efectuat cîteva analize termice[5] şi roentgenografice[6].

Analiza termică a unei probe de calcar de apă dulce din care s-au îndepărtat fragmentele străbătute de vinişoare de carbonat indică prezenţa calcitului, a cloritului, a mineralelor argiloase din grupa caolinitului şi a substanţei bituminoase.

Analiza termică a unor fragmente de carbonat detaşate dintr-o fisură mai mare (2—5 mm) indică prezenţa dolomitului.

În sfîrşit, spectrul Debye-Scherer a unei probe indică prezenţa caolinitului, a cloritului (delessit) şi a celor doi carbonaţi.

Datele de teren şi cele analitice ne permit să tragem concluzii asupra modului de formare a acestor roci. Într-adevăr, calcarele descrise s-au format prin precipitare chimică şi eventual biogenă, în bazine de dimensiuni reduse, într-o regiune slab ondulată, peneplenizată, acoperită de depozite continentale formate pe seama unei scoarţe vechi de alteraţie. Asocierea cu depozite continentale, prezenţa unor resturi de organisme caracteristice pentru ape dulci, existenţa structurilor concreţionare şi a corpusculilor pseudooolitice sînt argumente în acest sens.

Dolomitizarea acestor calcare s-a produs după depunerea lor, sub acţiunea soluţiilor bogate în magneziu, oferite de dolomitele cristaline subjacente. În ceea ce priveşte modul de desfăşurare a dolomitizării, se pune problema mobilizării magneziului din dolomite, formarea fisurilor în calcare şi a procesului intim de dolomitizare.

Magneziul din dolomite poate fi pus în libertate prin acţiunea apelor încărcate cu bioxid de carbon. Ca la orice sare dublă, reacţia de disociere şi hidroliză a dolomitului are loc în două etape, în ordinea solubilităţii ionilor constituenţi :

$$(1)\ CaMg(CO_3)_2 + H_2O + CO_2 \rightleftharpoons Ca^{++} + 2HCO_3^- + MgCO_3 \text{ şi}$$

$$(2)\ MgCO_3 + H_2O + CO_2 \rightleftharpoons Mg^{++} + 2HCO_3^-.$$

În condiţiile hipergene predomină reacţia (1), ceea ce duce la îmbogăţirea în $MgCO_3$ a dolomitelor. În condiţiile unor temperaturi mai ridicate (peste 50°) reacţia (1) suferă o deplasare spre stînga şi odată cu scăderea concentraţiei ionului de caolin devine posibilă solubilizarea magneziului în cantităţi mai mari (2). În acelaşi timp, carbonatul de calciu format prin descompunerea dolomitului se acumulează sub formă de pulbere fină. Procesele de mai sus au fost verificate experimental de F. J a k u t s (1946) şi concluzia care se poate trage este că pentru solubilizarea dolomitului în spaţii limitate este nevoie de temperaturi mai ridicate de 50°, adică de condiţii hidrotermale.

---

[5] Analist chimist D. T o d o r, Întreprinderea geologică de prospecţiuni, Bucureşti.
[6] Analist G h. N e a c ş u, Întreprinderea geologică de prospecţiuni, Bucureşti.

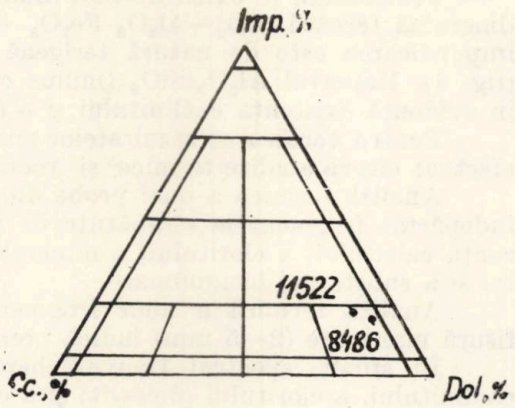


Fig. 3. — Diagrama ternară Vişneakov, proiecţia datelor petrochimice din tabelul nr. 2.

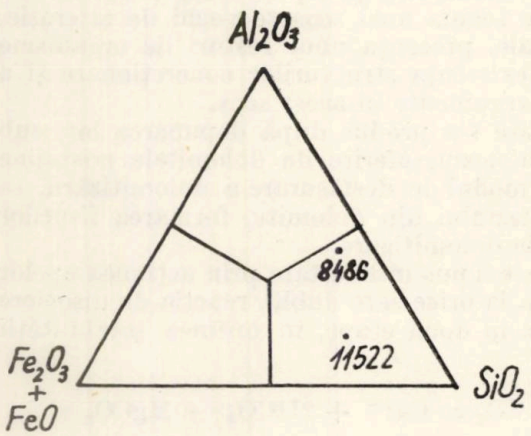


Fig. 4. — Diagrama ternară Al_2O_3+ +FeO—SiO_2. Proiecţia datelor petrochimice din tabelul nr. 2.

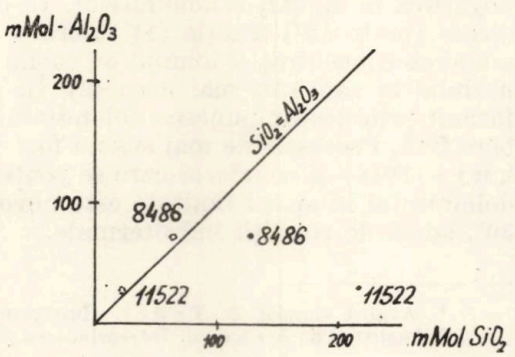


Fig. 5. — Diagrama de variaţie a conţinutului molecular Al_2O_3 şi SiO_2, luîndu-se în consideraţie valorile analitice (o) şi valorile obţinute prin scăderea conţinutului planimetric de cuarţ detritogen (.).

Într-adevăr, în masivul dolomitic din Munții Preluca, în anumite zone afectate de fracturi, se pot urmări efectele circulației unor soluții hidrotermale : silicifieri cu formare de opal și calcedonie, argilizarea unor filoane aplitice și formarea făinii dolomitice, întocmai ca și în cazul dolomitelor principale din masivul Buda, descrise de autorul citat anterior.

Declanșarea activității hidrotermale a avut loc în urma reactivării unor zone vechi de fracturi, desigur ca ecou al unor mișcări tectonice din zonele orogene vecine. Aceste mișcări au dus la un joc pe verticală a compartimentelor soclului cristalin și la o primă fracturare a calcarelor de apă dulce.

Pe fracturile formate au pornit să circule soluțiile hidrotermale cu conținut de magneziu, silice și mici cantități de sulf și fier.

La răcirea soluțiilor, carbonatul de calciu din rocă reacționează cu ionii de magneziu după ecuația :

$$(3)\ CaCO_3 + Mg^{++} + 2HCO_3^- \rightleftharpoons CaMg(CO_3)_2 + H_2O + CO_2\uparrow$$

care prin depunerea dolomitului nou format se deplasează continuu spre dreapta, în condiții de temperatură și presiune normală.

Mărirea de volum cauzată de dolomitizare explică apariția unei a 2-a generații de fisuri care străbat roca în toate sensurile.

Vîrsta calcarelor de apă dulce este identică cu cea a seriei continentale în care se intercalează. La rîndul lor, depozitele roșii se îndințează uneori (custura Cetățuii — Sălnita), împreună cu lentilele de calcare de apă dulce, cu gresiile din partea superioară a stratelor de Turbuța și alteori apar chiar la baza calcarelor grosiere (Cufoaia, Borcut). Înspre vest se poate urmări trecerea laterală a depozitelor de culoare roșie în stratele de Stejărea și în argilele vărgate inferioare (Buteasa). Rezultă deci că avem de-a face cu o formațiune heterocronă comprehensivă, a cărei vîrstă este cuprinsă între danian-paleocen și priabonian superior (exclusiv). Așadar nu putem paraleliza calcarele de apă dulce din cuprinsul Masivului Preluca cu calcarele de Rona de lîngă Jibou, care ocupă o poziție stratigrafică bine precizată.

Cum calcarele grosiere priaboniene superioare nu sînt afectate nicăieri de fenomene de dolomitizare și nici de alte procese hidrotermale asemănătoare, rezultă că dolomitizarea a avut loc înaintea priabonianului superior. Gresiile superjacente, aparținînd stratelor de Turbuța (priabonian inferior), prezintă în unele locuri zone intense de limonitizare și de silicifiere ; peticele de gresii din cuprinsul masivului cristalin poartă uneori evidente urme ale circulației soluțiilor hidrotermale (mici geode căptușite cu cristale de cuarț, vine de limonit asociat cu silice, granule de cuarț cu zone de supracreștere). Din contră, calcarele din seria calcaroasă nu prezintă asemenea fenomene. Rezultă că activitatea hidrotermală a avut loc între priabonianul inferior și cel superior, moment marcat prin extinderea maximă a transgresiunii eocen superioare, ecou al mișcărilor pireneiene.

CONCLUZII

1. Rocile studiate se încadrează în categoria dolomitelor calcaro-argiloase (grezoase) şi a dolomitelor calcaroaes-argiloase (grezoase);

2. Formarea lor a avut loc prin precipitare chimică şi subordonat biogenă în bazine de apă dulce de dimensiuni reduse, în timpul paleogenului, în cadrul unei serii continentale roşie-bariolată heterocronă şi comprehensivă de calcare.

3. Dolomitizarea lor a avut loc pe seama ionilor de magneziu din dolomitele cristaline, mobilizaţi de soluţii de natură hidrotermală la finele priabonianului mediu, puse în circulaţie pe fracturi, reactivate ca urmare a unor basculări ale soclului cristalin, ecou al mişcărilor pireneiene

DIE DOLOMITISIERUNG PALÄOGENER SÜSSWASSERKALKSTEINE IM PRELUCA-GEBIRGE (MARAMUREŞ)

ZUSAMMENFASSUNG

Im Preluca-Massiv treten zahlreiche Schichten von Kalkstein auf, die sich in unregelmässiger, knolliger Form aus Süsswasser ausgeschieden haben. Das Auftreten des Kalksteins ist in den Bodensenken des vor dem Eozän gebildeten Reliefs zu verzeichnen und zwar im Rahmen der s.g. roten Kontinentalschichtenfolge.

Der Kalkstein setzt sich aus Kalzit, detritischen und authigenem Quarz, Quarzit, Muskovit und authigenem Albit zusammen. Im Kalkstein sind ausserdem Überreste von Characeen, Dinoflagellaten, Ostracoden und verkohlten Pflanzen enthalten. Die Kalksteinschichten sind häufig von Spalten durchsetzt, wobei das Füllmaterial hauptsächlich aus Dolomit und seltener aus Kies, Pyrit und Limonit besteht.

Die Gelände — und Laborstudien geben Aufschluss über den Bildungsprozess dieses Gesteins. Der Kalkstein ist durch chemische Abscheidung entstanden und nur in ganz geringem Masse dürften wohl auch Lebewesen zu seiner Bildung beigetragen haben. Unter der Wirkung hydrothermaler Lösungen, die eine Mobilisierung des Magnesiums aus kristallinen Dolomiten bewirkten, wurde der Süsswasserkalstein einem Dolomitisierungsprozess unterworfen. Die hydrothermalen Erschienungen fanden zwischen dem unteren und oberen Priabon statt. Als Folge der Pyrenäischen Faltungsphase wurden ältere Spalten aufgeklufft, die als Zugangswege den hydrothermalen Lösungen dienten.

BIBLIOGRAFIE

Jakuts J. (1946), *A dolomit-porlódás: vegyi folyamat.* (*Formarea prafului de dolomit este un proces chimic*), Magy. A'll. Földt. Int. Évi Jel., Budapesta.

Marinescu Fl. Marinescu Josefina (1962), *Contribuţii la cunoaşterea paleogenului şi neogenului din colţul de NV al masivului Preluca*, D. S. Com. geol., **XLVIII**.

* * * (1961), *Harta geologică a R.P.R.*, scara 1 : 100 000, Foaia Tg. Lăpuş, Institutul geologic, Bucureşti.

Primit în redacţie la 11 septembrie 1972

Exploatarea minieră Băiuţ, Baia Mare

STUDIUL GEOCHIMIC AL MINERALIZAȚIILOR STRATIFORME DE SULFURI POLIMETALICE DIN ZĂCĂMÎNTUL BURLOAIA — CARPAȚII ORIENTALI

DE

DAN ZINCENCO, PETRE ANDĂR, ANCA ANDĂR, ERNESTINA VOLANSCHI

55(05)

Zăcămincele stratiforme — zăcăminte de un interes economic deosebit — prin complexitatea problemelor de ordin genetic pe care le ridică constituie unul din domeniile de actualitate al studiilor metalogenetice.

În acest sens, lucrarea de față își propune, alături de prezentarea rezultatelor cercetării statistico-matematice a chimismului mineralizațiilor din zăcămîntul Burloaia, reactualizarea pe baza acestor noi date a uneia din ipotezele genetice viu disputate, și anume cea vulcanogen-sedimentară.

Mineralizațiile zăcămîntului Burloaia sînt reprezentate prin acumulări de sulfuri polimetalice, metamorfozate regional, avînd o formă de zăcămînt de tip strat (S a v u și V a s i l e s c u, 1962; Z i n c e n c o, 1971); ele se găsesc situate la un același nivel stratigrafic în succesiunea litostratigrafică a formațiunilor cristaline ale seriei de Tulgheș, alcătuind un nivel reper, cunoscut sub denumirea de „nivelul cu sulfuri Burloaia — Gura Băii".

În alcătuirea acestui nivel intră o asociație de strate și/sau lentile de minereu compact de sulfuri și șisturi cloritoase și cloritite cu sulfuri, între care în unele cazuri sau primii, sau ultimii termeni pot să lipsească; stratigrafic ocupă o poziție mediană în complexul vulcanogen superior al seriei de Tulgheș, avînd o dezvoltare la scară regională.

Vîrsta mineralizațiilor, apreciată pe baza dozării izotopilor plumbului (metoda Holmes-Hautermans), este de 520 m.a., corespunzînd cambrianului inferior (V î j d e a, 1968). Aceste date sînt în concordanță cu rezultatele raportate de I l i e s c u și M u r e ș a n (1972), pentru formațiunile cristaline ale seriei de Tulgheș din zona Bălan, unde a fost pusă în evidență o asociație microfloristică tipică cambrianului inferior.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 41–65, București, 1973

Savu şi Vasilescu (1962), Kräutner (1965), Zincenco (1972)[1] consideră acumulările de sulfuri din nivelul Burloaia — Gura Băii de origine vulcanogen-sedimentară asociate vulcanismului acid, ale cărui produse sînt reprezentate prin orizonturile de metatufuri şi metatufite ale complexului vulcanogen superior care încadrează mineralizaţiile, aparţinînd deci provinciei magmatismului iniţial baikalian.

Din punct de vedere structural, zăcămîntul este situat într-un sinclinal cu caracter compus, datorat unei succesiuni de cute de ordin inferior, întreaga structură sinclinală prezentînd o amplitudine foarte redusă, iar înclinările suprafeţei de înfăşurare, la un reper dat, valori de 30—40°.

Caracterul stratiform, situaţia structurală favorabilă, dar mai ales gradul foarte avansat de deschidere cu lucrări miniere şi de foraj, aproximativ 9 km², au permis o foarte bună cercetare directă a zăcămîntului, constituind elemente hotărîtoare în atingerea scopului propus.

Problema esenţială care a stat în faţa cercetării geochimice a mineralizaţiilor din zăcămînt a fost rezolvarea principalei laturi subiective, a oricărui calcul statistic, şi anume : alegerea criteriilor de separare a mulţimilor ce urmează să fie luate în calcul şi asigurarea compatibilităţii elementelor fiecărei mulţimi în parte cu condiţia de existenţă a mulţimii respective, deci constituirea unor colectivităţi naturale cu semnificaţie geologică precisă şi introducerea în cadrul acestora numai a datelor a căror provenienţă şi entitate este inechivocă.

Pentru a vedea în ce mod au fost satisfăcute aceste deziderate este necesară o prezentare a principalelor trăsături petrografice, mineralogice şi faciale ale mineralizaţiilor studiate.

Funcţie a compoziţiei mineralogice, calitative şi cantitative, în cadrul formaţiunilor nivelului cu sulfuri se pot separa trei grupe principale : minereuri piritoase; roci cloritoase cu sulfuri (minereuri cloritoase); roci cuarţomuscovitice(sericitoase) ± sulfuri.

Cercetările de teren şi de laborator au indicat ca semnificative numai relaţiile observate pentru primele două grupe, motiv pentru care în prezentarea ce urmează vom insista numai asupra acestora.

Minereurile piritoase se definesc la o concetrare a sulfurilor, în raport cu restul mineralelor, mai mare de 40 %, iar în cadrul lor, pe baza aceluiaşi criteriu, se disting : minereuri piritoase precompacte, cu o concentraţie cuprinsă între 40 şi 60 %, şi minereuri piritoase compacte cu peste 60 % sulfuri.

Suportul acestor separaţii este atît de natură chimică[2], cît şi petrografică, după cum se poate vedea în figura 1, întocmită prin calcularea compoziţiei mineralogice normative, pe baza unor analize chimice complete, executate pe tipuri diferite de roci cu sulfuri.

Separarea minereurilor precompacte a fost impusă de caracterele intermediare prezentate de acestea, între minereurile piritoase compacte

---

[1] D. Zincenco (1972), *Studiul geologic complex al formaţiunilor metamorfice din bazinul stîng al văii Vaser şi bazinul Cisla, cu privire specială asupra mineralizaţiilor de sulfuri polimetalice asociate acestora*, arh. Inst. geol.

[2] D. Zincenco, date nepublicate.

și rocile cloritoase cu sulfuri (minereuri cloritoase), dar mai ales datorită existenței sale ca tip bine individualizat, petrografic, în cadrul nivelului cu sulfuri.

În compoziția mineralogică a minereurilor piritoase, pirita este mineralul esențial, alături de care blenda, galena și calcopirita, prezen-

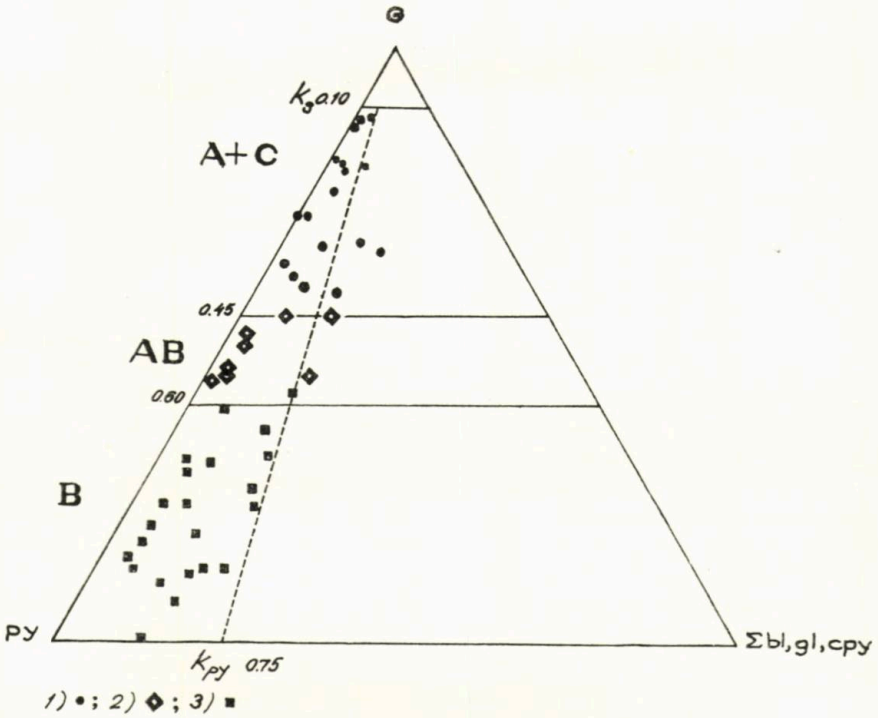


Fig. 1. — Tipurile de minereuri în funcție de concentrarea sulfurilor, calculată normativ din compoziția chimică.

1, Minereuri cloritoase; *2*, minereuri piritoase precompacte; *3*, minereuri piritoase compacte; *py*, pirită; *Σbl.gl.cpy*, sumă de blendă, galenă, calcopirită; *G*, gangă; k_s, concentrația sulfurilor; k_{py}, concentrația piritei.

tînd între ele diverse raporturi de concentrare, reprezintă mineralele principale; cuarțul, cloritul și carbonații apar subordonat, în unele cazuri putînd să și lipsească (tabelul nr. 1). Astfel, în contrast cu numărul relativ mare de minerale ce apar în aceste tipuri (tabelul nr. 2), doar puține ating concentrații semnificative.

Minereurile piritoase compacte au o structură masivă, mineralele cu dimensiuni reduse (milimetrice) fiind intim concrescute. Textura este de regulă rubanată, conservînd probabil trăsăturile texturii inițiale, datorată alternării de benzi cu granulație diferită. Benzile cele mai fine sînt constituite din pirită cu contururi xenomorfe, ele au uneori o compoziție monominerală; benzile mai grosiere sînt alcătuite dintr-o aglomerare de cristale de pirită, avînd forme atît xenomorfe cît și idiomorfe, „cimentate" de celelalte sulfuri, sau de mineralele de gangă.

Tabelul nr. 1

Compoziţia mineralogică de tipuri de minereuri (%), a nivelului cu sulfuri Burloaia – Gura Băii; zăcămîntul Burloaia

Minerale	Tipuri petrografice			
	minereuri cloritoase (A, C)		minereuri piritoase (B)	
	şist. cloritoase	cloritite	precompacte	compacte
Pirită	5–40	5–40	40–55	55–85
Sulfuri + sulfosăruri	1–25	1–25	1–25	5–25
Clorit	15–50	50–90	10–50	0– 3
Cuarţ	5–15	0– 5	0– 5	0–15
Muscovit	5–15	0– 5	0– 5	0– 3
Albit	1–10	0– 5	0– 5	0– 5
Casiterit	0– 3	0– 0.5	0– 0.1	–

Minereurile precompacte de regulă au o structură porfirică, datorată piritei care apare sub două talii, cristalele cu dezvoltarea mai largă fiind cel mai adesea idiomorfe. Textura lor este rubanată, cînd minereurile precompacte constituie termenul cu cea mai avansată concentrare a sulfurilor în cadrul nivelului cu sulfuri; cînd sînt asociate cu minereurile compacte, textura caracteristică este cea masivă.

Rocile cloritoase cu sulfuri (minereuri cloritoase) au fost separate, pe baza analizei mineralogice cantitative, în : şisturi cloritoase cuarţo-muscovitice (sericitoase) cu sulfuri; şisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit şi sulfuri; cloritite cu sulfuri.

Compoziţia mineralogică a acestor roci este de asemenea foarte simplă (tabelul nr. 1); cloritul este mineralul esenţial, el se asociază în proporţii diferite cu cuarţul, muscovitul şi albitul, alături de care sulfurile pot ajunge pînă la maximum 40 % din masa rocii. O subliniere aparte o cer cloritite le care, destul de frecvent, pot ajunge la compoziţii particulare, respectiv clorit şi sulfuri. Cloritul este o specie thuringitică, mai magneziană; prin analiză structurală, B o n e a (1969)[3] a semnalat prezenţa thuringitului, iar S o c o l e s c u şi colab. (1963)[4] au determinat pe cale chimică ripidolitul. În parageneza cloritităţilor, dar fără să fie o trăsătură distinctivă a acestora, se concentrează şi casiteritul, mineral ce pare să aibă afinităţi în special pentru şisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit.

Asociaţia sulfurilor care se găsesc sub formă de diseminări în rocile cloritoase are trăsături similare celei din minereurile piritoase compacte, fiind reprezentată prin dominarea netă a piritei alături de care sulfurile principale, blenda, galena şi calcopirita, apar subordonate.

---

[3] L i d i a B o n e a (1969), *Raport geologic de sinteză, Gura Băii – Baia Borşa*, arh. I.G.P., Bucureşti.

[4] M. S o c o l e s c u, N. B u t u c e s c u, M. D r ă g h i l ă, Th. P o p e s c u. I. S a m o i l ă şi D. T e o d o r e s c u, *Date noi cu privire la cunoaşterea mineralizaţiilor cu casiterită de la Burloaia – Baia Borşa*, comunicare, sesiunea T.P.E.M., Bucureşti, 1963.

În concluzie, este de reţinut pentru studiul geochimic că mediile mineralogice principale ale fierului sînt cloritul şi pirita, subordonat calcopirita; pentru elementele principale Cu, Zn, Pb ele sînt constituite de sulfurile principale ale acestor elemente. Staninul şi casiteritul sînt mineralele de care se leagă conţinuturile de staniu. Restul mineralelor se concentrează la valori foarte scăzute; între acestea, doar sulfosărurile influenţează în parte conţinuturile în elemente urmă.

A mai rămas în discuţie un ultim aspect de natură geologică, care a influenţat în mod hotărîtor maniera de abordare a analizei statistice; acesta este reprezentat de relaţiile surprinse, atît pe verticală (în sens stratigrafic), cît şi în plan, între termenii petrografici ai nivelului cu sulfuri.

Natura modificărilor, de ordin morfologic , precum şi mineralogic şi gradele de libertate ale acestora se pot defini satisfăcător între doi termeni extremi (Z i n c e n c o, 1971) : faciesul Burloaia central şi faciesul de Ivăşcoaia.

Faciesul de Burloaia central; în acest facies mineralizaţiile de sulfuri apar sub forma unui strat compact, cu o grosime ce depăşeşte 5 m şi sînt reprezentate de asociaţia : pirită + blendă + galenă ± calcopirită ± sulfosăruri, avînd o pondere de participare în componenţa stratului de aproximativ 80%, restul revenind cloritului, cuarţului şi carbonaţilor. Rocile cloritoase cu sulfuri au o grosime ce nu depăşeşte 10—15 cm, sînt reprezentate prin şisturi cloritoase cuarţo-muscovitice (sericitoase), grosiere, situate la partea inferioară a stratului de sulfuri, iar trecerea de la şisturi la stratul de sulfuri se face printr-o bandă de cîţiva centimetri de cloritite extrem de bogate în sulfuri.

Faciesul de Ivăşcoaia[5]; este constituit din şisturi cloritoase şi cloritite, în masa cărora sulfurile — reprezentate prin asociaţia : pirită + calcopirită — apar diseminate, cu o vagă tendinţă de concentrare la partea superioară a stratului, ce prezintă o grosime de 10—15 m.

Între aceşti doi termeni extremi se înscriu faciesurile intermediare de Burloaia est şi de Măgura.

Faciesul de Burloaia est; se caracterizează prin concentraţii de sulfuri, sub formă de strate, sau strate şi lentile suprapuse, cu grosimi de 0,5 — 3 m. Asociaţia mineralogică — pirită + blendă + galenă + calcopirită ± sulfosăruri —, similară celei din faciesul central, proporţional cu depărtarea de acesta, marchează o diminuare a ponderei de participare a blendei şi galenei în favoarea calcopiritei, deci trecerea de la o asociaţie cu caracter complex, la una cu caracter cuprifer : pirită + calcoprită ± blendă ± galenă ± stanin. În sensul amintit, depărtarea de faciesul central, gradul de compactitate a stratelor şi lentilelor de sulfuri scade, în compoziţia lor intrînd aproximativ 60 — 70% sulfuri, restul revenind cloritului, cuarţului şi carbonaţilor; se remarcă, de asemenea, predominarea formei lenticulare a concentraţiilor de sulfuri. Şisturile cloritoase înregistrează o creştere a grosimii şi apariţia la partea lor superioară (sub prima bandă, sau lentilă de sulfuri) a cloritităţilor, cloritite ce apar şi ca intercalaţii între

[5] Acest facies nu este deschis în zăcămîntul Burloaia, motiv pentru care nu va fi tratat în partea de geochimie.

stratele şi lentilele de minereu compact. Se cere subliniată remarcabila asemănare a acestora cu cloritităle din faciesul de Ivăşcoaia, precum şi faptul că ele trec gradat, atît de jos în sus (în sens stratigrafic), cît şi lateral, prin creşterea procentului de sulfuri, la benzi şi/sau lentile compacte de sulfuri.

Faciesul de Măgura; caracteristica morfologică a acestui facies este apariţia sulfurilor, de regulă sub formă de diseminări şi mai puţin ca mici lentile compacte cu maximum 60% sulfuri. Mineralogic, asociaţia este formată din: pirită + calcopirită + stanin ± blendă ± galenă ± sulfosăruri.

În acest facies, calcopirita atinge gradul de concentrare cel mai mare şi caracteristic numai pentru sectorul din dealul Măgura II, caracterul stanifer este cel mai accentuat. Şisturile cloritoase sînt reprezentate, de asemenea, prin cele două varietăţi petrografice întîlnite în faciesurile de Burloaia est şi Ivăşcoaia, de care se deosebesc prin abundenţa porfiroblastelor de albit şi prin concentrarea casiteritului; acestea constituie petrotipul şisturilor cloritoase cu porfiroblaste de albit şi sulfuri.

Succesiunea de faciesuri prezentată se dezvoltă în spaţiu într-o dispoziţie concentrică, în jurul unui centru în facies Burloaia central, situaţie ce s-a demonstrat a fi recurentă şi în zăcămîntul Gura Băii (Zincenco, 1972) [6] (fig. 2).

Sub aspect petrologic, întrega succesiune de faciesuri discutată se rezumă la trecerea gradată a rocilor (minereurilor) piritoase compacte în roci cloritoase cu sulfuri; această schimbare de natură petrografică se produce fără modificarea valorii totale a fierului, înţelegînd prin aceasta fierul din sulfuri şi fierul din silicaţi; suma acestora, calculată pe baza unor analize complete pe întreaga gamă de tipuri de roci cu sulfuri şi considerată pentru FeO, este de aproximativ 28% (fig. 3). Ţinînd cont că mediile mineralogice în care fierul este reţinut, în cea mai mare parte, sînt pirita şi cloritul şi că aceste minerale sînt mineralele esenţiale ale formaţiunilor nivelului cu sulfuri (tabelele nr. 1 şi 2), apare evident că rolul în legarea fierului ca sulfură sau ca silicat a aparţinut repartiţiei sulfului.

Pe baza acestor observaţii, Zincenco (1971) [7] consideră nivelul cu sulfuri ca o formaţiune esenţial feriferă, în care atît rocile cloritoase cu sulfuri, cît şi minereul piritos compact provin din soluţii hidrotermale, depuse prin precipitare la suprafaţa liberă de sedimentare; concentraţiile masive de sulfuri (faciesul Burloaia central) sînt atribuite depunerilor în imediata apropiere a sursei de emanare a soluţiilor hidrotermale şi deci şi a sulfului, iar îndepărtarea de această zonă traducîndu-se prin diminuarea treptată a precipitării sulfurilor, în favoarea silicaţilor, datorită scăderii concentraţiei sulfului.

---

[6] *Op. cit.*, pct. 1.

[7] D. Zincenco, capitol separat în: D. Zincenco, H. G. Kräutner, P. Andăr, A. Andăr, E. Volanschi, R. Giuşcă, *Studiul microtectonic şi geochimic al mineralizaţiilor de sulfuri polimetalice din zăcămîntul Burloaia cu privire specială asupra determinării coeficientului de mineralizare*, 1971, arh. Inst. geol.

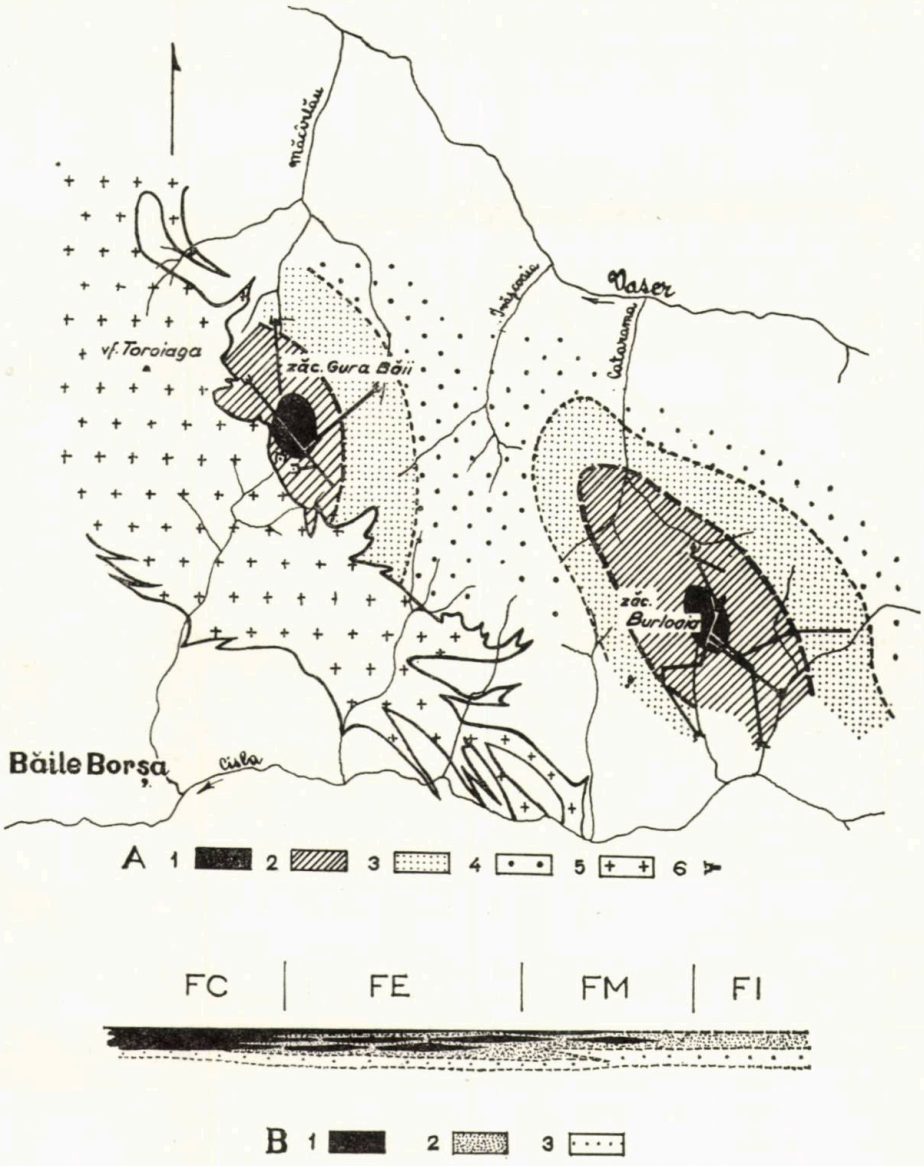


Fig. 2. — Faciesurile nivelului cu sulfuri Burloaia — Gura Băii.

A) Repartiția faciesurilor în suprafață: *1*, facies Burloaia central; *2*, facies Burloaia est; *3*, facies de Măgura; *4*, facies de Ivășcoaia; *5*, magmatite neogene (corpul Toroiaga); *6*, galerii. B) Profil schematic: *FC*, facies central; *FE*, facies estic; *FM*, facies de Măgura; *FI*, facies de Ivășcoaia. Elemente petrografice: *1*, minereuri piritoase compacte și precompacte; *2*, cloritite cu sulfuri; *3*, șisturi cloritoase ± sulfuri.

Să vedem în cele ce urmează în ce măsură observaţiile geochimice sînt în concordanţă cu această ipoteză, care satisface pe deplin zonalitatea facială constatată în teren.

În calculul geostatistic al mineralizaţiilor din zăcămîntul Burloaia au fost luate în considerare două grupe de analize : un prim grup reprezen-

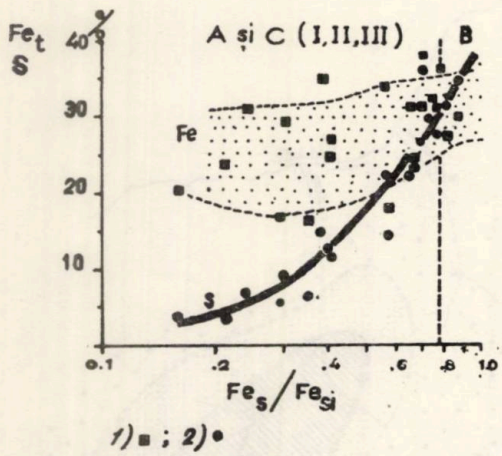


Fig. 3. — Diagrama Fe—S pentru minereurile nivelului cu sulfuri Burloaia — Gura Băii.

Fe$_s$, fierul legat în sulfuri; *Fe$_{si}$*, fierul legat în silicaţi; *Fe$_t$*, fierul total calculat ca FeO; *A, B, C, I, II, III*, indicii colectivităţilor utilizate în calculul statistic. *1*, Fe; 2, S.

tat prin dozări sistematice pe cale chimică pentru Cu, Pb, Zn, S, Au, Ag, extrase din documentaţia minei, analize al căror loc de recoltare şi semnificaţie petrografică au fost specificate în documentaţiile respective, şi un al doilea grup constituit din analize efectuate în Institutul geologic — pe probe recoltate de autori — şi analizate spectral pentru Bi, As, Sn, Ag, Co, Ni şi Mn.

În baza observaţiilor geologice, deja prezentate, datele analitice au fost grupate în două tipuri distincte de colectivităţi :

— colectivităţi faciale, care corespund faciesurilor şi sînt notate astfel : I — faciesul Burloaia central ; II — faciesul de Burloaia est ; III — faciesul de Măgura ;

— colectivităţi petrografice-stratigrafice, care sînt reprezentate prin : A — şisturi cloritoase şi/sau cloritite cu sulfuri, imediat inferioare primei benzi sau lentile de minereu compact ; B — minereu piritos compact şi/sau precompact, indiferent de poziţia sa în cadrul nivelului cu sulfuri ; C — roci cloritoase cu sulfuri situate ca intercalaţii între stratele şi/sau lentilele de minereu compact ; D — şisturi cuarţo-muscovitice (sericitoase) cu sulfuri superioare nivelului cu sulfuri propriu-zis.

În tabelul nr. 3 este precizat numărul de analize introduse în calcul pentru fiecare colectivitate în parte. Din observarea acestui tabel se constată o diferenţă apreciabilă între numărul de analize considerate ; astfel, colectivităţile A şi C sînt slab reprezentate, iar în cadrul colectivităţii faciale III nu au mai putut fi separate. Cea mai bine populată este colectivitatea B pentru toate colectivităţile faciale, fapt pentru care cea mai mare parte a concluziilor o vor viza.

Constituţia mineralogică a nivelului cu sulfuri Burloaia — Gura Băii

Faciesul	I		II		III		1	2	3	4
Tipul petrografic	A	B	A	B	A	B				
Mineralele										
Pirită	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++	+++
Calcopirită	+	+(+)	++(+)	++(+)	++++	+++	++	++	++	++(+)
Blendă	++	+++	++	+++	−(+)	+	+++	+++	+++	+++
Galenă	+	++(+)	+(−)	++(+)	−	−(+)	++	++++	+++	++
Pirotină	(+)	+	−(+)	+	(+)	+	+	+	+	++
Marcasită	−	(+)	−	(+)	−	−	nd	nd	nd	+
Mispichel	−	++	−	+	−	+	++	++	++	++
Cubanit	−	−	−	−	−(+)	−(+)	nd	nd	nd	nd
Tetraedrit	−	+	−	+	−(+)	+	+	+	+	+
Bournonit	−	+	−	+	−(+)	+	+	+	+	+
Jamesonit	−	−(+)	−	−(+)	(+)−	(+)	nd	nd	nd	+
Samseyt	−	−	−	−	−	(+)	nd	nd	nd	+
Stanin	−	−(+)	−	(+)	+	+	nd	nd	nd	+
Galenobismutină	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	+	+	+
Bismutină	−	(+)	−	−	−	−	nd	−	+	nd
Molibdenit	nd	nd	nd	nd	nd	nd	−	+	+	nd
Scheelit	nd	nd	nd	nd	nd	nd	−	+	+	nd
Magnetit	nd	nd	nd	nd	nd	nd	+	+	+	+
Cassiterit	−	−	(+)	(+)	+	+	+	+	++	+
Aur nativ	nd	nd	nd	nd	nd	nd	−	+	−	+
Clorit	++++	−	++++	−(+)	++++	++	++	+++	++++	++++
Sericit	+++	−	+++	−(+)	++	++	++	++	+++	+++
Cuarţ	++	+	+++	++	+(+)	+(+)	++++	++++	++++	+(+++)
Feldspat	+(+)	−(+)	++	+	++(++)	++	+++	++	++	+(++)
Carbonat	+	+	+	+	+	+	+++	++	++	+(++)
Turmalină	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nn	+	+	+
Rutil	nd	nd	nd	nd	+	nd	nd	nd	nd	+

LEGENDA:

++++	−	esenţial
+++	−	principal
++	−	frecvent
+	−	accesoriu
(+)	−	sporadic
−	−	absent
nd	−	nedeterminat

1. Superceanu (1962 − Burloaia mină.
2. Popescu şi colab, (1965) − Burloaia mină.
3. ,, ,, ,, − Măgura.
4. Bonea (1969) − Gura Băii.

Tabelul nr. 3

Repartizarea pe colectivităţi a numărului de analize selecţionate din rapoartele exploatării

Colectivitatea \ Elem.	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	S	Fe	Sn
I A	41	41	101	102	101	90	89	
I B	377	378	467	467	467	432	432	134
I C	13	13	18	19	19	14	13	
I D	103	97	185	185	185	183	183	
II A	99	99	140	140	140	140	140	
II B	293	294	428	425	429	399	395	75
II C	13	22	20	20	28	28	20	
II D	292	288	386	386	386	380	380	
Total	1 228	1 227	1 738	1 745	1 748	1 659	1 645	209

Total pentru toate elementele = 11 408

Repartizarea în colectivităţi a numărului de analize spectrale şi prin fluorescenţă de raze X

IB — 27; IIB — 31; III — 12.

Cu, Pb, Zn, Fe, determinate prin fluorescenţă de raze X, analist R. G i u ş c ă.

Omogenitatea colectivităţilor; a fost determinată prin metoda parabolei (I a n o v i c i şi D i m i t r i u, 1965; H a l d, 1956), pentru fiecare element separat, rezultatele fiind prezentate grafic în figura 4. Trăsătura generală a distribuţiei elementelor pentru toate colectivităţile petrografice, cît şi faciale este tendinţa spre o distribuţie bimodală, mai rar trimodală; doar fierul şi sulful au arătat şi distribuţii unimodale mai constante, iar dintre celelalte elemente plumbul colectivităţii II—B, corespunzînd minereului compact din faciesul Burloaia est.

Comparînd poziţia mediei concentraţiei pentru fiecare element în raport cu cele două domenii de distribuţie a valorilor individuale se constată, ca regulă generală, aşezarea ei în domeniul valorilor mai mici. Acest fapt sugerează că distribuţia bimodală are o cauzalitate naturală, datorată cel mai probabil existenţei a două momente de mineralizare distincte, diferenţiate între ele prin aportul metalic transportat; dacă media ar fi fost situată constant în domeniul valorilor mai mari, alături de interpretarea prezentată s-ar mai fi putut presupune şi o diluare cu steril a probelor.

Natura distribuţiei; a fost calculată pe baza unui program REPA elaborat de D i m i t r i u şi colab. (1970) în scopul analizării corespondenţei cu legile teoretice ale distribuţiilor geochimice, rezultatele fiind cuprinse în tabelul nr. 4.

Deşi pentru unele colectivităţi nu s-a verificat nici o lege de distribuţie (cele neomogene), regula generală a distribuţiei elementelor din zăcămînt este cea lognormală, în conformitate cu observaţiile obţinute prin studii similare pentru zăcămintele Fundu Moldovei (K r ă u t n e r şi co-

Tabelul nr. 4

Verificarea naturii distribuției (pe baza datelor extrase din documentația exploatării)

Colectivitatea	Componentul chimic	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	S	Fe	Sn
I A	n	13.54 ; 3.92	8.07 ; 14.66	17.91 ; 38.90	19.82 ; 52.43	22.99 ; 76.75	8.31 ; 9.49	8.55 ; 10.09	—
	lgn	11.79 ; 24.92	0.22 ; 3.86	0.28 ; 1.98	0.36 ; 0.74	0.41 ; 0.92	0.08 ; 0.67	0.06 ; 0.77	—
I B	n	76.33 ; 534.17	8.23 ; 13.17	12.32 ; 23.48	61.92 ; 441.95	19.16 ;114.83	7.22 ; 1.20	5.99 ; 2.72	17.33 ; 39.06
	lgn	0.06 ; 1.74	9.16 ; 7.41	13.90 ; 25.83	18.88 ; 33.48	43,05 ; 6.57	11.73 ; 1.57	10.30 ; 13.46	0.20 ; 0.62
I C	n	0.66 ; 40.30	0.17 ; 1.57	3.79 ; 4.10	7.32 ; 15.43	7.46 ; 16.70	3.81 ; 5.36	3.89 ; 5.77	—
	lgn	0.04 ; 0.85	0.04 ; 0.67	0.04 ; 0.32	0.11 ; 0.26	0.08 ; 0.64	0.03 ; 0.15	0.04 ; 0.25	—
I D	n	12.66 ; 20,05	15.67 ; 38.83	35.14 ; 125.91	29.71 ; 86.02	27.88 ; 82.04	16.76 ;37.01	18.64 ;37.97	—
	lgn	0.10 ; 18.60	0.33 ; 0.75	0.63 ; 0.59	0.43 ; 0.51	0.36 ; 1.33	0.00 ; 0.81	0.83 ; 1,81	—
II A	n	39.52 ; 184.18	12.36 ;19.53	22.75 ; 61.60	18.99 ; 45,32	19.72 ; 43.54	8.82 ; 8.09	8.63 ; 7.88	—
	lgn	0,06 ; 175.20	0.11 ; 0.16	0.54 ; 1.49	0.30 ; 0.64	0.30 ; 0.74	0.01 ; 0.39	0.02 ; 0.31	—
II B	n	100.28 ;745.37	6,18 ; 4.36	8.63 ; 6.23	8.45 ; 6.84	25.48 ; 46.62	3.20 ; 0.64	1.49 ; 1.63	12.36 ;24.85
	lgn	0.06 ; 16.48	9.06 ; 10.05	17.57 ; 21.16	17.93 ; 27.74	0.29 ; 0.94	0.02 ; 1.04	0.02 ; 1.21	0.09 ; 0.18
II C	n	0.26 ; 57.85	6.76 ; 13.25	3.23 ; 1.82	2.83 ; 3.00	5.73 ; 3.22	3.59 ; 0.30	0.14 ; 9.63	—
	lgn	0.03 ; 8.56	0.19 ; 1.10	0.06 ; 1.55	0.26 ; 1.33	1.21 ; 0.67	0.68 ; 1.31	0.04 ; 0.93	—
II D	n	84.36 ; 540.34	20.10 ; 36.88	27.26 ; 57.34	23.05 ; 35.09	42.65 ;175.61	18.72 ;27.48	19.68 ; 32.06	—
	lgn	0.27 ; 78.66	0.19 ; 0.05	3.90 ; 3.21	0.86 ; 3.18	0.54 ; 2.84	0.06 ; 2.17	0.10 ; 2.57	—

lab., 1970) şi Bălan (K r ă u t n e r şi colab., 1970) [8]; fierul colectivităţilor B constituie singura excepţie, indicînd o distribuţie normală.

Compoziţia chimică, variabilitatea şi corelaţia elementelor; vom conveni să denumim, în prezentarea ce urmează, drept elemente majore: Cu, Pb şi Zn şi drept elemente minore restul elementelor (dozate spectral), faţă de care fierul şi sulful sînt considerate elemente esenţiale (convenţia vizează numai zăcămîntul Burloaia).

Primul aspect îl constituie cercetarea elementelor majore şi minore din fracţiunea de sulfuri cuprinsă în minereurile cloritoase, comparativ cu cea a minereului compact asociat.

Pentru acest caz, se constată că plumbul şi zincul prezintă în ambele tipuri — unul faţă de altul — acelaşi raport, ceea ce diferă fiind numai rangurile de concentrare, mult mai ridicate în minereurile compacte. Cuprul arată, în aceeaşi situaţie, o afinitate mai mare pentru şisturile cloritoase, în special faţă de cele inferioare, rangul concentrării fiind, la fel ca la plumb şi zinc, mai mic în rocile cloritoase. Această constatare este valabilă numai pentru faciesurile central şi estic. În faciesul de Măgura, plumbul şi zincul sînt practic absente în ambele tipuri de minereuri; cuprul arată în acest facies o concentrare foarte asemănătoare pentru cele două formaţiuni, fiind puţin mai redus în rocile cloritoase.

Pentru elementele minore, numai Ni arată o concentrare mai avansată în rocile cloritoase, celelalte concentrîndu-se în minereul compact; situaţia este valabilă pentru faciesurile central şi estic, în care raportul cobalt/nichel în rocile cloritoase este uneori subunitar. În faciesul de Măgura, concentraţia elementelor minore din fracţiunea de sulfuri a rocilor cloritoase în raport cu cea din minereul compact este subegală. Pentru toate colectivităţile faciale concentraţia Sn este mai mare în minereurile compacte.

Un al doilea aspect şi cel mai interesant îl reprezintă comportarea elementelor majore şi minore în cadrul faciesurilor nivelului cu sulfuri. La discutarea acestei comportări ne vom referi la minereul compact, ale cărui modificări sînt reprezentative şi pentru fracţiunea de sulfuri a minereurilor cloritoase asociate.

Funcţie a concentraţiei medii, a elementelor dozate din minereul compact, pentru colectivităţile corespunzătoare faciesurilor nivelului cu sulfuri, s-a constatat gruparea naturală a elementelor în trei grupe distincte:

α — elemente cu concentraţie descrescătoare dinspre faciesul Burloaia central spre faciesul de Măgura;

β — elemente cu tendinţă de concentrare progresivă spre faciesul de Măgura, dinspre faciesul central;

γ — elemente cu concentraţie subegală în toate faciesurile, cu o uşoară descreştere spre faciesul de Măgura.

---

[8] H. G. K r ă u t n e r, Gh. P o p a, P. A n d ă r, A. A n d ă r, E. V o l a n s c h i, R. G i u ş c ă, V. M î n d r o i u (1970), *Studiul mineralogic şi geochimic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Bălan*, arh. Inst. geol.

Grupa α cuprinde elementele Ag, Zn, Pb, Ni; grupa β elementele Cu, Sn, Bi, Co; grupa γ elementele Fe, As. Valorile concentraţiilor şi indicele de concentrare în faciesul de Măgura, pentru elementele grupelor respective, sînt prezentate în tabelul nr. 5.

Tabelul nr. 5

Concentraţia medie pe faciesuri a grupelor de elemente indicatoare

Grupa	Elementul	Faciesul			$\bar{x}_{III}/\bar{x}_{I}$
		I B	II B	III	
β	Cu %	0.43	0.74	3.44	8.00
	Sn p.p.m.	348	432	1937	5.55
	Bi p.p.m.	56	82	182	3.25
	Co p.p.m.	86	134	198	2.40
γ	Fe %	34.6	33.0	33.0	0.95
	As p.p.m.	1370	1120	1110	0.81
α	Ag p.p.m.	85	59	23	0.27
	Zn %	5.46	4.38	0.25	0.05
	Pb %	2.39	2.00	—	0·00
	Ni p.p.m.	17	15	—	0.00

$\bar{x}_{III}/\bar{x}_{I}$ – indicele de concentrare a elementului în faciesul de Măgura.

Această situaţie se reflectă prin modificarea caracterului minereului compact, dinspre faciesul central spre cel de Măgura, de la piritos zinco-plumbifer, prin piritos zinco-plumbo-cuprifer, la piritos cuprifer. Demonstrarea în amănunt a acestor tranziţii este prezentată în figurile 5 şi 6.

Figura 5 prezintă variaţia raportului Pb + Zn/Cu; pentru a se evita cazurile de nedeterminare, datorate absenţei cuprului, concentraţia acestuia a fost reprezentată prin raportul Cu + Zn + Pb/Zn + Pb, caz în care absenţa cuprului se traduce prin valoarea 1 pentru raportul amintit.

Deoarece distribuţia acestor elemente este în general lognormală, diagrama a fost construită în scară dublu-logaritmică şi tot ca principiu constructiv, valorile pentru elemente sînt recalculate în echivalenţi moleculari, procedură ce exprimă ponderea reală a plumbului faţă de zinc şi cupru, denaturată de greutatea sa atomică foarte mare, cînd se discută în procente gravimetrice. Acest sistem mai are avantajul că reflectă şi raportul de participare a sulfurilor, elementelor respective, în minereu. Se constată că punctele figurative se înscriu pe o curbă uniform populată, marcînd diminuarea caracterului zinco-plumbifer al minereului compact, invers proporţional cu creşterea caracterului cuprifer, dinspre faciesul de Burloaia central prin cel estic, la cel de Măgura. Acelaşi aspect este demonstrat şi de diagrama ternară din figura 6, care reflectă în plus şi raportul Pb/Zn; curba raportului mediu dintre cele trei elemente „pq" tinde către latura Zn—Cu, cu care din domeniul figurativ al faciesului de Măgura se confundă, marcînd dispariţia plumbului.

Urmărind în continuare dacă cele trei grupe de elemente α, β, γ au o cauzalitate nealeatorie, s-au luat în considerare variabilităţile, calculate

statistic, pentru fiecare element al grupelor (tabelele nr. 6 şi 7). S-a constatat că evoluţia variabilităţilor este similară la elementele aceleiaşi grupe, variabilitatea medie a grupei fiind minimă în faciesul în care elementele grupei sînt în concentrarea maximă şi invers, cea mai ridicată în faciesul în care

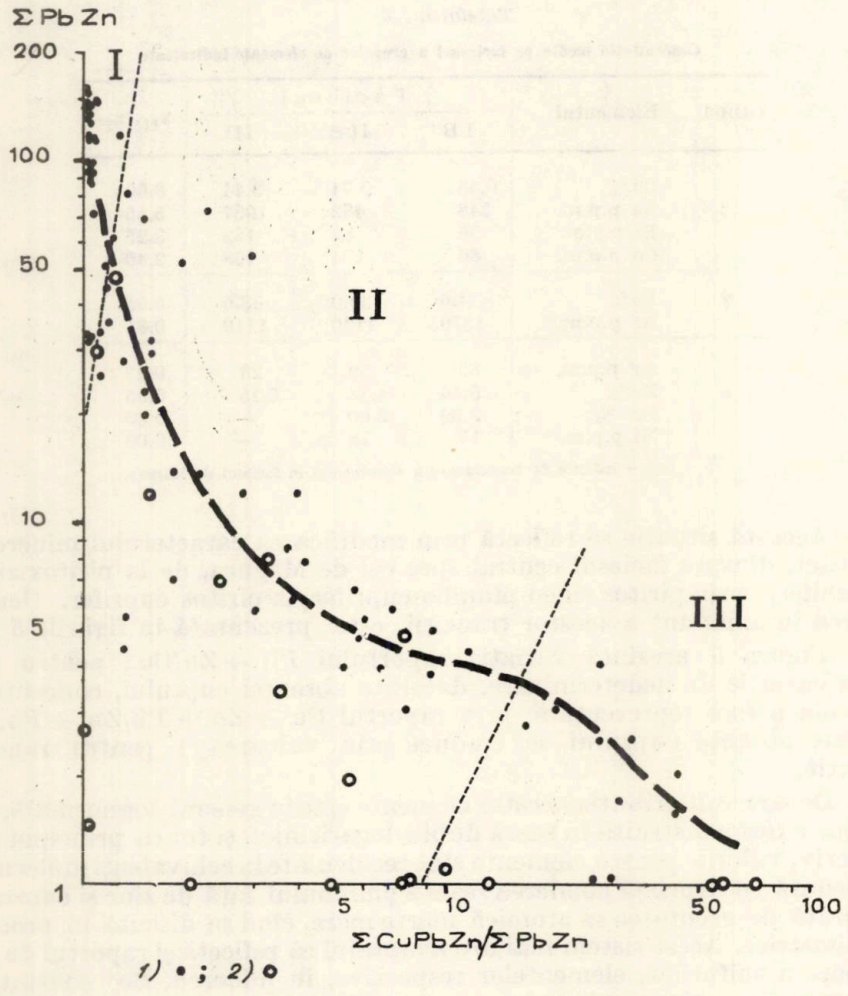


Fig. 5. — Raportul PbZn/Cu (în echivalenţi atomici).
I, II, III, Colectivităţi faciale; *1*, minereuri pirtoase compacte şi precompacte; *2*, minereuri cloritoase.

elementele grupei au concentrarea minimă. Faţă de cele prezentate, este de subliniat că grupa γ are variabilitate ascendentă spre faciesul de Măgura. Pare a se contura ca o lege, că descreşterea variabilităţii este proporţională cu creşterea concentraţiei elementului respectiv.

Cercetînd în continuare comportarea elementelor din aceste grupe în cadrul faciesurilor, s-a luat în considerare corelaţia dintre acestea, cal-

culată prin metoda rangurilor Spearman (tabelul nr. 8). Elementele grupei α, care se concentrează în faciesul central, prezintă între ele corelații puternic pozitive în faciesurile central și estic (cu excepția Ni); pentru faciesul de Măgura, corelația nu a putut fi stabilită, ele de regulă fiind

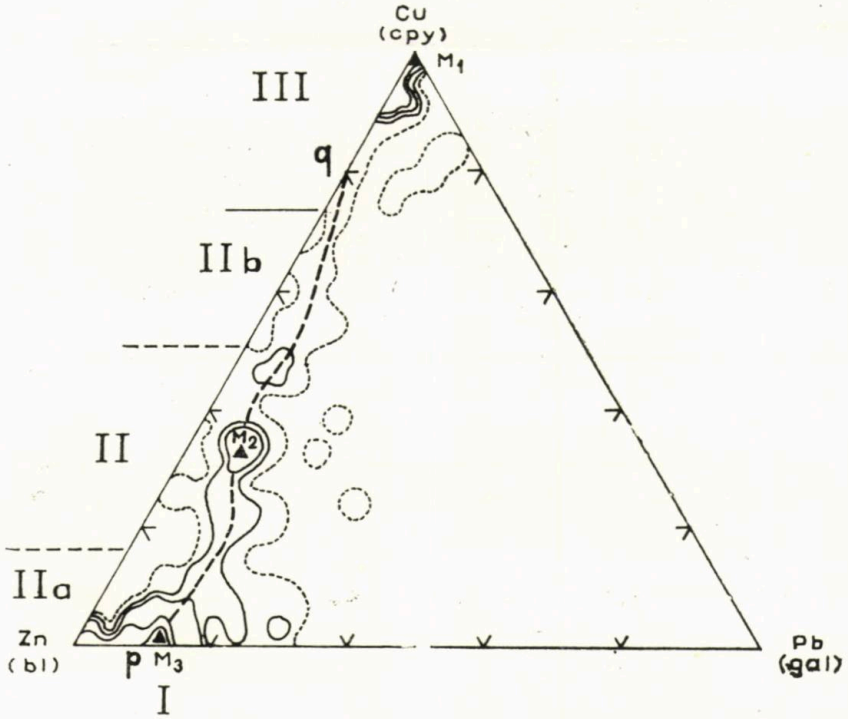


Fig. 6. — Diagrama Cu—Pb—Zn (în echivalenți atomici).

I, II, III, Indicii colectivităților faciale; *pq*, curba raportului mediu dintre elemente; echidistanța curbelor: 0.7—1.4—2.0—4.3%, maximale: $M_1 = 20.0\%$, $M_2 = 4.5\%$, $M_3 = 6.5\%$; numărul de analize n = 145.

absente. Elementele grupei β, care se concentrează în faciesul de Măgura, prezintă o corelație progresivă spre acest facies, unde toate au o corelație puternic pozitivă. Elementele grupei γ, care au arătat concentrații subegale în toate faciesurile, prezintă între ele o corelație slab pozitivă, indiferent de faciesul în care apar.

Corelația între grupe, pe faciesuri, indică pentru grupele α și β o corelație în general ascendentă dinspre faciesul central spre cel de Măgura, în care devine puternic pozitivă (excepție face Zn față de Co și Bi).

Ultima alternativă o reprezintă corelația grupei γ cu α și β. În acest caz, trebuie relevat de la început comportamentul deosebit al Fe și As, în raport cu elementele grupelor respective. Arsenul prezintă corelație pozitivă sau puternic pozitivă cu grupa α, în toate faciesurile, și o corelație ascendentă față de grupa β, dinspre faciesul central spre cel de Măgura. Fierul a arătat o corelație constant negativă, pentru toate faciesurile

Tabelul

Parametrii de variaţie ai conţinuturilor de elemente chimice din zăcămîntul

Componentul chimic / Colectivitatea	Au p.p.m.			Ag p.p.m.			Pb			Zn	
	$\bar{x}$%	s	v	$\bar{x}$	s	v	$\bar{x}$%	s	v	$\bar{x}$%	s
I A	0.12	0.10	85.04	6.57	6.99	106.35	0.24	0.68	282.49	0.51	1.40
I B	0.51	0.44	85.44	60.83	27.06	44.48	2.39	1.18	49.46	5.46	2.56
I C	0.19	0.14	70.42	13.66	46.66	341.65	0.30	0.44	147.39	0.65	1.33
I D	0.12	0.08	64.09	9.10	20.42	224.37	0.13	0.30	230.65	0.27	0.67
II A	0.10	0.04	38.54	7.16	6.47	90.41	0.11	0.28	249.05	0.27	0.68
II B	0.55	1.73	315.95	55.00	30.64	55.71	2.00	1.35	67.36	4.38	2.72
II C	0.12	0.06	48.07	18.12	125.87	694.58	0.41	1.29	314.82	0.66	1.37
II D	0.12	0.13	101.75	8.16	8.36	102.52	0.18	0.31	171.88	0.35	0.52

Parametrii de variaţie ai conţinuturilor în elemente chimice din zăcămînul Burloaia

	Cu	Pb	Zn	Sn	Fe
	$\bar{x}$% s v	$\bar{x}$% s v	$\bar{x}$% s v	$\bar{x}$p.p.m. s v	$\bar{x}$p.p.m. s v
I B	0.43 ; 0.37 ; 86	6.39 ; 1.40 ; 46	7.17 ; 3.18 ; 56	348 ; 527 ; 151	34.62 ; 3.78 ; 11
II B	0.74 ; 0.65 ; 88	3.06 ; 5.54 ; 71	5.67 ; 6.96 ; 97	432 ; 318 ; 74	32.97 ; 4.84 ; 14
Măgura	3.44 ; 2.99 ; 84	— — —	— — —	1937 ; 1612 ; 83	33.07 ; 11.06 ; 33

$\bar{x}$ media.
s abatere medie pătratică.
v coeficientul de variaţie.

faţă de grupa α, şi o corelaţie slabă sau lipsă de corelaţie, pe fondul unei vagi tendinţe de scădere a corelaţiei dinspre faciesul central spre cel de Măgura, în raport cu grupa β.

Un ultim aspect rămas în discuţie este raportul Co/Ni din minereul compact (tabelul nr. 9); valoarea acestuia este net faborabilă cobaltului şi se accentuează progresiv spre faciesul de Măgura, în care tinde spre infinit, datorită absenţei nichelului. Comparînd acest raport cu cel calculat după datele raportate de B o r c o ş şi colab. (1971)[9], pentru mineralizaţiile hidrotermale din provincia metalogenetică asociată vulcanismului neogen din Munţii Gutîi, se constată că pentru acestea raportul este subunitar, nichelul predominînd uşor asupra cobaltului (tabelul nr. 10). Aceeaşi valoare o prezintă raportul discutat şi pentru mineralizaţiile hidrotermale asociate corpului subvulcanic Toroiaga determinat de S t e c l a c i

[9] M. B o r c o ş, I. G h e o r g h i ţ ă, B. L a n g, Fl. M a r i n e s c u, V. M î n d r o i u, S. P e l t z, D. R u s s o, N. S t a n, C. S t a n c i u, C. U d r e s c u, C. V a s i l i u, E. V o l a n s c h i (1971), *Studiul zăcămintelor şi al structurilor vulcanice cuprinse între valea Firiza şi valea Băiţa şi a zonei de nord a bazinului văii Săpînţa*, arh. Inst. geol.

nr. 6

Burloaia (date extrase din documentaţia exploatării)

	Cu			Fe			S			Sn		
v	$\bar{x}$%	s	v	$\bar{x}$%	s	v	$\bar{x}$%	s	v	$\bar{x}$%	s	v
274.64	0.12	0.26	230.06	3.57	3.01	84.22	4.17	3.53	84.71	—	—	—
46.88	0.45	0.53	118.07	28.51	5.30	18.58	35.85	6.03	16.81	0.29	0.58	204.47
203.73	0.09	0.14	143.16	3.16	2.57	81.28	3.83	2.74	71.62	—	—	—
245.55	0.05	0.01	126.84	1.95	1.91	98.01	2.40	2.29	95.64	—	—	—
252,79	0.10	0.17	162.69	4.63	4.31	92.99	5.47	5.13	93.69	—	—	—
62.00	0.67	1.09	163.34	26.09	6.45	24.71	32.45	7.60	23.42	0.10	0.10	96.01
207.61	0.25	0.68	270.41	6.60	12.68	192.16	7.72	17.31	224.24	—	—	—
149.52	0.08	0.14	166.26	3.27	3.64	111.16	3.92	4.20	107.25	—	—	—

ana lize efectuate în Institutul geologic)

Mn	As	Bi	Ag	Co	Ni
$\bar{x}$ p.p.m. s v	$\bar{x}$ p.p.m. s v	$\bar{x}$ p.p.m. s v	$\bar{x}$p.p.m. s v	$\bar{x}$p.p.m. s v	$\bar{x}$p.p.m. s v
549 ; 457 ; 83	1370 ; 675 ; 49	56 ; 29 ; 52	85 ; 45 ; 53	86 ; 72 ; 83	17 ; 7 ; 42
561 ; 687 ; 119	1120 ; 613 ; 55	82 ; 46 ; 56	59 ; 40 ; 68	134 ; 113 ; 84	15 ; 5 ; 30
662 ; 493 ; 74	1110 ; 729 ; 66	182 ; 114 ; 63	23 ; 10 ; 44	198 ; 100 ; 50	—

1962). În acest sens, valoarea raportului Co/Ni se profilează ca o trăsătură geochimică importantă a acumulărilor de sulfuri din „nivelul cu sulfuri Burloaia—Gura Băii", care exclude ipotezele emise de S o c o l e s c u (1949), care consideră aceste mineralizaţii de origine hidrotermală post-metamorfică, afiliate magmatismului neogen, sau cele prezentate de B o n e a (1969)[10], care presupune o origine mixtă, datorată contaminării cu soluţii hidrotermale neogene a unui minereu premetamorfic cu caracter esenţial piritos.

Concluziile studiului geostatistic ; din analiza geomatematică a chimismului parţial al mineralizaţiilor din zăcămîntul Burloaia s-au desprins următoarele concluzii :

1) — cel mai frecvent distribuţia elementelor cercetate s-a verificat ca lognormală ;

2) — omogenitatea populării colectivităţilor petrografice, cu date individuale, cercetată prin metoda parabolei, s-a dovedit a fi de tip bi- sau trimodală, valoarea concentraţiei medii, pentru un element dat, fiind conţinută de mulţimea valorilor mai mici ;

[10] *Op. cit.*, pct. 3.

Tabelul nr. 7

Variabilitatea pe faciesuri a elementelor din grupele indicatoare

Grupa	Elementul	Faciesul		
		I	II	III
β	Cu	86	88	84
	Sn	151	74	83
	Bi	52	56	63
	Co	83	84	50
	vm	93	75	70
γ	Fe	11	13	33
	As	49	55	66
	vm	30	35	50
α	Ag	53	68	44
	Zn	56	97	—
	Pb	46	71	—
	Ni	42	30	—
	vm	49	66	—

vm — variabilitatea medie în cadrul faciesurilor.

3) — între concentrarea unui element şi variabilitatea sa în colectivităţile faciale există un raport invers proporţional; astfel, pentru un element dat, în colectivitatea facială în care media concentraţiei sale este maximă, valoarea variabilităţii este minimă;

4) — concentraţia elementelor, pe colectivităţi petrografice, diferenţiază în evoluţia sa în colectivităţile faciale trei grupe de elemente: α (Pb, Zn, Ag, Ni), cu concentrarea maximă în faciesul central şi minimă în cel de Măgura; β (Cu,Sn,Co,Bi), cu o comportare exact inversă şi grupa γ (Fe,As), a elementelor a căror concentraţie este asemănătoare pentru toate faciesurile;

5) — evoluţia concentraţiei totale a sulfului (suma concentraţiei S din toate colectivităţile petrografice ale unei colectivităţi faciale) se poate aprecia pe baza repartiţiei spaţiale a minereurilor piritoase şi a rocilor cu sulfuri, că are un comportament similar elementelor din grupa α, şi anume a celor cu concentraţia maximă în faciesul central;

6) —în cadrul unei aceleiaşi colectivităţi faciale, concentraţia, considerată pentru aceleaşi elemente, pe colectivităţi petrografice, diferă numai ca rang; pentru raporturile între elemente, reprezentative sînt cele observate în colectivitatea B (minereuri piritoase compacte), excepţie face

Tabelul nr. 8

Corelația (prin metoda rangurilor) elementelor din grupele indicatoare

Grupa	Element	Colectivități											
		I B					II B				III		
γ	Fe	+	+	+	⊖	+	0	⊕	0	+	+ ⊕ − 0 0		+
	γ/β	As	⊕	0	0	−	0	+	⊖	+	As ⊕ ⊕ ⊕ 0		As
β	β		Co	Bi	Sn	Cu	Co	Bi	Sn	Cu	Co	Bi	Sn Cu
	β/β	Cu	−	+	−	×	+	⊕	−	×	⊕	⊕	⊕ ⊗
		Sn	⊕	0	×		+	0	×		+	⊕	×
		Bi	⊕	×			⊕	×			+	×	
	β		Co	Bi	Sn	Cu	Co	Bi	Sn	Cu	Co	Bi	Sn Cu
α	α/β	Ag	−	+	0	0	0	−	⊕	−	Ag	⊕	⊕ ⊕⊕
		Zn	0	⊖	⊕	⊖	−	+	⊕	−	Zn	−	⊖ +⊕
		Pb	⊖	⊖	+	⊖	0	−	⊕	−	Pb urme sau		
		Ni	⊖	0	⊕	0	0	−	⊕	0	Ni absente		
α	α/α	Ag	+	⊕	0	×	0	⊕	⊕	×			
		Zn	0	⊕	×		0	⊕	×				
		Pb	⊕	×			0	×			Zn − X		
	α		Ni	Pb	Zn	Ag	Ni	Pb	Zn	Ag	Ag	Zn	
γ	γ/α	Fe	⊖	⊖	−	−	0	−	⊖	−	⊖	−	
		As	⊕	0	+	0	⊕	⊕	+	⊕	⊕	⊖	

Legenda: ⊙ – mai mare ca 25.
+ – mai mare ca 5, mai mică ca 25
0 – între −5 și +5.
− – între −5 și −25.
⊖ – mai slabă ca −25

Tabelul nr. 9

Raportul Co/Ni în zăcămîntul Burloaia

Facies	$\overline{x}_{log}$		Co/Ni
	Co p.p.m.	Ni p.p.m.	
I–B	86	17	5.05
II–B	84	15	5.60
III	50	urme	00

$\overline{X}$ *log* – media logaritmică.

raportul Co/Ni care prezintă valori mai mici, sau chiar subunitare în minereurile cloritoase ;

8) — Co și Ni au un comportament disjunctiv ; astfel, dinspre faciesul central spre cel de Măgura, Co înregistrează o concentrare progresivă, pe cînd Ni tinde spre zero ; raportul Co/Ni în ansamblu pentru toate colectivitățile are o valoare supraunitară ;

Tabelul nr. 10

Raportul Co/Ni pentru mineralizaţiile hidrotermale din provincia metalogenetică a vulcanismului neogen (Baia Mare)*

Co p.p.m.		Ni p.p.m.		Co/Ni		Nr. de analize	
$\bar{x}_a$	$\bar{x}_{log}$	$\bar{x}_a$	$\bar{x}_{log}$	$\bar{x}_a$	$\bar{x}_{log}$	Co	Ni
3.16	3.16	8.0	6.49	0.39	0.48	19	13
4.20	4.23	6.20	6.46	0.68	0.65	5	5
4.48	4.42	5.48	5.41	0.82	0.79	25	21
4.45	4.38	5.14	5.00	0.87	0,875	8	5
4.57	4.43	4.60	4.43	0.99	1.0	7	7
5.83	5.95	3.40	3.41	1.70	1.74	6	5
media 4.12	4.42	5.47	5.20	0.75	0.85		

* Calculat după Borcoş şi colab. (1971).
$\bar{x}_a$ – medie aritmetică.
$\bar{x}_{log}$ – medie logaritmică.

9) — conţinutul în Sn este ridicat, avînd în faciesul de Măgura valoarea cea mai ridicată; caracterul stanifer al mineralizaţiilor se conturează ca o trăsătură geochimică particulară pentru zăcămîntul Burloaia, cît şi pentru alte zăcăminte similare din Carpaţii Orientali, aşa cum au remarcat Petrulian şi Steclaci (1967) pentru Leşu Ursului, Kräutner şi colab. (1970)[11] pentru Bălan;

10) — diferenţierea pronunţată în plan a elementelor majore Cu, Pb, Zn şi a elementelor minore, creînd o zonalitate concentrică, pe fondul comportării disjunctive a elementelor esenţiale Fe şi S, reprezentată de variaţia puternică a sulfului în contrast cu constanţa fierului, se impun ca cea mai generală concluzie de natură contributivă a acestui studiu.

Concluzii genetice; două aspecte fundamentale se cer lămurite la discutarea genezei mineralizaţiilor stratiforme, şi anume recunoaşterea caracterului lor singenetic sau epigenetic şi atribuirea fondului lor metalic o origine juvenilă sau una secundară (supergenă sau hidatogenă).

Datele geologice au arătat că mineralizaţiile în discuţie sînt metamorfozate regional, sincron cu formaţiunile care le cuprind (Savu şi Vasilescu, 1962); a fost demonstrat de asemenea că sînt perfect concordante şi controlate stratigrafic la scară regională (Zincenco, 1971). Aceleaşi mineralizaţii, Socolescu (1952), Socolescu şi colab. (1963)[12] le consideră „aproape" concordante, postmetamorfice, deci epigenetice, iar Bonea (1969)[13] recunoaşte pentru minereurile piritoase compacte caracterul lor singenetic, dar conţinutul de elemente metalice Zn, Pb şi în special Cu şi Sn le atribuie remineralizării în metalogeneza neogenă din regiune.

[11] *Op. cit.*, pct. 8.
[12] *Op. cit.*, pct. 4.
[13] *Op. cit.*, pct. 3.

În ultima vreme, prin deschiderile miniere şi de foraj, atît în zăcămînt, dar mai ales în zonele adiacente ale acestuia, care au conturat dezvoltarea mineralizaţiilor pe o suprafaţă de circa 50 km², în care discontinuităţile sînt numai de natură tectonică, caracterul singenetic al mineralizaţiilor este unanim acceptat.

În continuare este important de stabilit dacă chimismul actual şi observaţiile de natură geochimică furnizate de mineralizaţii sînt reprezentative şi formaţiunilor premetamorfice.

Este unanim acceptat că metamorfismul regional — în special cel de grad scăzut — este izochimic (în ce privesc elementele nevolatile); metamorfismul din regiune dezvoltat în faciesul şisturilor verzi, la limita de trecere dintre izograful cloritului şi al biotitului, a afectat în întregime minereurile cloritoase şi numai parţial pe cele piritoase compacte, la care se pot recunoaşte texturile relicte; dar, remobilizările sulfurilor „moi", minerale sau structuri, cunoscute din hidrotermalismul clasic ca reprezentative domeniilor de temperatură ridicată (exemplu cubanitul, staninul, dezamestecurile de calcopirită în blendă), pot fi atribuite proceselor metamorfice. Pe baza argumentaţiei făcute se poate afirma cu un grad ridicat de certitudine că interrelaţiile cele mai generale dintre elemente şi chimismul în ansamblu sînt reprezentative celor primitive.

Se poate deduce, în acest sens, că mineralizaţiile discutate, cele piritoase compacte şi cele cloritoase, provin din metamorfozarea regională a unor formaţiuni ferosulfuroase şi ferosilicioase, cu un fond geochimic bogat în elemente metalice, între care Cu,Pb,Zn ating concentraţii importante.

Din acest punct al raţionamentului se poate susţine că variaţiile ordonate ale concentraţiei elementelor, în jurul unui centru (faciesul central) reprezentat de acumularea cea mai masivă a sulfurilor şi de concentrarea cea mai ridicată a elementelor (ca sumă globală, şi nu ca valori individuale), şi scăderea treptată şi continuă a sulfurilor cu depărtarea de acesta, sens în care se produce diferenţierea elementelor (şi în care scade suma globală a elementelor), exclud ipoteza naturii secundare a materialului acumulat, deci originea sedimentară a lor.

Conţinutul calitativ şi cantitativ de elemente, forma pe care o îmbracă în spaţiu succesiunea faciesurilor şi variaţia puternică a concentraţiei sulfului ne fac să presupunem că sîntem în faţa unei succesiuni de diferenţiere, la suprafaţa liberă de sedimentare, a unor soluţii hidrotermale cu un caracter esenţial ferifer şi cu o bogată încărcătură metalogenetică. Zona de concentrare a sulfurilor (faciesul Burloaia central) ar corespunde canalului de emisie a soluţiilor hidrotermale, fapt susţinut de concentrarea mare a sulfurilor concomitent cu cea a elementelor metalice (sub aspect global), datorată precipitării abundente în condiţii de suprasaturare. Descreşterea accentuată a concentraţiei sulfului cu depărtarea de canal se poate explica prin evoluţia fenomenului într-un sistem deschis, care a favorizat degajarea sulfului. Alternanţa de roci de sulfuri cu cele de silicaţi de fier conduce la presupunerea unui caracter pulsatoriu al activităţii hidrotermale, fapt sugerat şi de observaţiile de la punctul 2, din concluziile geostatistice.

S-au lăsat în mod intenţionat la urmă discuţia cauzelor care se presupun la originea diferenţierii elementelor în sensul indicat de cele

două grupe α şi β. Dintre factorii fizico-chimici, detenta de temperatură, extrem de importantă în hidrotermalismul clasic, pare să aibe în acest caz un rol mult diminuat de caracterul deschis al sistemului, capabil să piardă rapid energia primită, reducînd rolul acestui factor la o acţiune în imediata apropiere a canalului. Presiunea fiind cea hidrostatică o putem considera ca o constantă. Probabil că difuziunea soluţiilor cu concentraţie mai ridicată spre mediile mai diluate poate avea un efect mai important, dar în sensul energiei de migrare. Cu siguranţă, cel mai important factor implicat în diferenţierea elementelor a fost reprezentat de tipul combinaţiilor elementelor metalice şi de capacitatea acestora de a rămîne în soluţie. Mediile de transport ale elementelor metalice rămîn în domeniul presupunerilor, deşi au făcut obiectul a numeroase simulări experimentale. Ellis (1959) presupune politionaţii şi tiosulfaţii ca medii posibile; Bernard (1967), pornind de la studierea incluziunilor de saramure (cloruri) din blendele unor zăcăminte stratiforme ale provinciei Mississippi Valey, demonstrează că soluţiile clorurate concentrate pot constitui un mediu de transport pentru elementele metalice; Lambert şi Bubela (1970) raportează sedimentarea de microbenzi cu compoziţie monominerală, de sulfuri de Pb, Cu, Zn, depuse în ordinea citată, prin introducerea de sulf într-o suspensie argiloasă conţinînd aceste elemente. Dar toţi cercetătorii care se ocupă cu investigarea acestui domeniu sînt unanim de acord că cercetările sînt abia într-un stadiu incipient.

Indiferent de mediile de transport, presupuse pentru mineralizaţiile de la Burloaia, dacă diferenţierea s-a produs ca o funcţie a capacităţii de menţinere în soluţii a compuşilor metalelor studiate, atunci ordinea acesteia în sens crescător este Pb, Zn, Cu, sau mai general cea indicată de cele două grupe α şi β.

GEOCHEMICAL STUDY OF STRATIFORM MINERALIZATIONS OF POLYMETALLIC SULPHIDES FROM THE BURLOAIA ORE DEPOSIT – EAST CARPATHIANS

SUMMARY

This paper presents the results of a statistical-mathematical analysis of the chemical composition of mineralizations from the ore deposit and, on their basis, the discussions concerning the origin of mineralizations presumed as volcano-sedimentary.

The Burloaia ore deposit is represented by accumulations of pyrite and polymetallic sulphides, metamorphosed in greenschist facies. Their form is of a layer type, and they are conformably located at the same stratigraphical level (sulphides level Burloaia-Gura Băii) in the Tulgheş Series. This level is generally associated with meta-acidites, the whole sequence exhibiting a regional development in the East Carpathians. The age of mineralizations (Haolmes-Hautermans method), 520 m.y., corresponds to the Lower Cambrian, while the age of metamorphism (model Ar/K) has been found to be about 460 m.y. (late Assyntian oro-

genesis). Relying on these data the accumulations of the Burloaia ore deposit are assigned to the Baikalian initial acid magmatism province.

The Burloaia-Gura Băii level is an iron-bearing formation wherein the pyrite and chlorite (a thuringite variety) are essential; according to their concentrations there have been distinguished (Fig. 1; Table 1): disseminated ores (chlorite-bearing) < 45 per cent sulphides; pyritiferous massive ores > 60 per cent sulphides, and intermediate pyritiferous ore type, 45—60 per cent sulphides ("precompact ore"). On the basis of the concentration of the main minerals chalcopyrite, sphalerite, galena, quartz, muscovite and albite, different subtypes have been distinguished. A continuous transition is observed between the main types of ores due to the inversion of the participation coefficient of pyrite and chlorite, the value of iron being constant ($Fe_{sulphides} + Fe_{silicates} = Fe_{total}$; Fig. 3). The distribution over the surface of massive pyritiferous and disseminated chloritous ores (Fig. 2) pointed out a concentric zonality around a centre of highest concentration of sulphides (central facies), from which the massive pyritiferous ore gradually passes into chloritous ores (Măgura facies), through an intermediary facies (eastern facies) where the participation of both types is approximately equal. Taking into account this geological situation, the geochemical study — tackled on a statistical-mathematical basis — has traced up the evolution of essential elements — Fe, S —, of major elements — Cu, Zn, Pb (dosed either chemically or by X-ray fluorescence) — and of trace elements — Mn, Sn, As, Bi, Au, Ag, Co, Ni (spectrally dosed) —, by their grouping into facial collectivities: I — central facies; II — eastern facies; III — Măgura facies, and petrographical-stratigraphical collectivities: A — disseminated chloritous ores, lower with respect to the first layer or the massive ore lens; B — massive (compact) ore and/or precompact pyritiferous ore; C — disseminated chloritous ore interspersed among beds and lens of compact and/or precompact ores; D — disseminations in the roof of quartz-muscovite schists. The conclusions of the geomathematical analysis are the following: — most frequently, the distribution of elements proved to be lognormal (Table 4); — the homogeneity of the population of petrographic collectivities, investigated by the parabola method (Fig. 4), proved to be of the bi- and trimodal type, the value of average concentration for a given element being contained by the multitude of low values; — between the concentration of an element and its variability, in facial collectivities, an inverse ratio does exist; — the concentration of elements within petrographical collectivities differentiates, in its evolution within facial collectivities, three groups of elements: α (S, Zn, Pb, Ag, Ni), showing a maximum concentration in the central facies and a minimum one in the Măgura facies; β (Cu, Sn, Bi, Co), with a perfectly inverse behaviour, and the γ group Fe, As), whose concentration is similar in all the three given facies (Table 5); — within the same facial collectivity, the concentration for the same elements within the petrographic collectivities differs only in rank, whereas or the ratio among elements, representative is that observed for compact pyritiferous ore (B collectivity); — Co and Ni have a disjunctive behaviour, the first marking a progressive concentration from the central facies to the Măgura one, while Ni, displaying an inverse behaviour, is practically

absent in the Măgura facies ; the Co/Ni ratio for all the collectivities is superunitary (Table 9) ; — the content of Sn is rather high and presents a geochemical peculiarity of the ore deposit. The marked planar differentiation of elements indicated by the three groups, yielding a precise zonality (of a concentric form) on the background of the disjunctive behaviour of Fe and S, represented by the pronounced variation of S by contrast with the constancy of concentration for total — Fe, is to be considered as the most general conclusion of this study.

When correlating the results of the geomathematical study with the geological ones and namely : the regional extension of the sulphide level, the statigraphical control of its distribution and the spatial association with acid metatuffs, it had been presumed that the mineralizations studied here are of a volcano-sedimentary origin, deposited from hydrothermal solutions by precipitation at the active sedimentation surface. It is accepted that the regional metamorphism was isochemical and had affected but the mineralogical assemblages, and therefore it might be admitted that at the origin of mineralizations was an association of ferro-sulphurous and ferro-siliceous formations with a differentiated metallic content, as revealed by the geochemical analysis. The control of the distribution of pyritiferous and chloritous ores is assigned to the distribution of S, the central facies being considered as a result of the deposition of hydrothermal solutions in the closest vicinity of the emission channel, zone where the concentration of S was, most plausible, the highest. The remoteness from the emission centre owing to the evolution in an open system permitted, due to the decrease of S, the combination of Fe predominantly as silicates and the gradual decrease of ferro-sulphurous deposits. As regards the zonality observed at major and trace elements, it was accepted that Fe and β group of elements Cu, Sn, Bi, Co, displayed the highest mobility, but the problem relating to the environment and transport mechanism remains still unsolved.

BIBLIOGRAFIE

BERNARD, W. M. (1967), *Synthesis of pyrite from chloride-bearing solutions*, Ec. Geol., **62**, 138—147.

ELLIS A. J. (1959), *The solubility of zinc sulfide in water at high temperatures*, Ec. Geol., **54**, 1 035—1 039.

HALD A. (1956), *Matematiceskaia statistica s tehniceschimi prilojeniami*, Moscova.

IANOVICI V., DIMITRIU AL. (1965), *Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice din rocile carbonatice*, St. cerc. geol., geofiz. geogr., Seria geologie, **X**, *1*.

ILIESCU V., MUREŞAN M. (1972), *Asupra prezenţei Cambrianului inferior în Carpaţii Orientali — Seria epimetamorfică de Tulgheş*, D.S. Inst. geol. (sub tipar).

KRÄUTNER H. G. (1965), *Consideraţii genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **10**, 195—227.

KRÄUTNER H. G., ANDĂR P., ANDĂR A. (1970), *Geochimia elementelor majore din zăcământul de sulfuri polimetalice de la Fundul Moldovei*, D. S. Inst. geol., **LVI**/2,49—69.

LAMBERT J. B., BUBELA B. (1970), *Banded sulfide ores : the experimental production of monomineralic sulfide bands in sediments*, Mineral . Deposits, **5**, 97—102.

PETRULIAN N., STECLACI L. (1967), *Contribuţii geochimice la geneza zăcământului de la Leşul Ursului*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

Savu H., Vasilescu Al. (1962), *Contribuţii la cunoaşterea rocilor porfiroide şi a zăcămintelor de sulfuri asociate şisturilor cristaline din regiunea Baia Borşa (Maramureş)*, D. S. Com. geol., **XLVIII** (1958—1959).

Socolescu M. (1952), *Asupra geologiei regiunii Băile Borşei*, D. S. Com. geol., **XXXVI** (1947—1948), 178—186.

Steclaci L., Szöke A. (1962), *Regiunea Toroiaga — Baia Borşa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic şi geochimic*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Vîjdea E. (1968), *Contribuţii privind datarea unor galene din R.S.R. pe baza determinării compoziţiei lor izotopice*, D.S. Com. geol., **LIII**/3 (1966—1967).

Zincenco D. (1971), *Stratigrafia seriei de Tulgheş în bazinele văilor Cisla şi Vaser (versant sting) — Maramureş*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **16**, *2*, 387—396.

Primit în redacţie la 21 noiembrie 1972

Institutul Geologic

PROBLEMA GENEZEI SULFURILOR POLIMETALICE COMPACTE INTERSTRATIFICATE ÎN PARTEA CENTRALĂ A CRISTALINULUI DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

ION BALINTONI, TIT ȚÎMPĂU, CONSTANTIN ISACHE

55(05)

Valoarea economică a zăcămintelor de sulfuri interstratificate în metamorfitele Carpaților Orientali a determinat în ultimele două decenii și îndeosebi în perioada 1960 — 1970 executarea intensivă de lucrări geologice. Datele culese au permis abordarea problemelor de geneză a minereurilor, interpretarea lor depinzînd de punctul de vedere adoptat de fiecare autor. Deși în momentul de față majoritatea autorilor susțin ipoteza metamorfozării regionale a minereurilor concordante cu metamorfitele, se menține încă și concepția originii lor hidrotermale postmetamorfe. Discuția nu poate fi considerată închisă, pentru că o apreciere a tuturor faptelor de observație lipsește. În vremea din urmă s-au deschis noi puncte mineralizate care permit o generalizare mai largă și concepem lucrarea de față ca un pas în direcția grupării datelor la nivelul de cunoaștere actual. Pentru început menționăm că sulfurile interstratificate metamorfitelor din partea centrală a Carpaților Orientali se pot împărți în două grupe : minereuri compacte și minereuri de impregnație, care arată, cel puțin la prima vedere, structuri deosebite, justificînd tratarea lor separată. Totuși, din motive de economie și unitate a expunerii, la capitolul istoric vom comenta argumentele în ansamblul lor, indiferent că se referă la minereuri compacte sau de impregnație. O dicotomie totală nici nu este posibilă, între minereurile compacte și cele de impregnație trecerile fiind în multe cazuri treptate, iar autorii precedenți nefăcînd distincție între ele.

CONSIDERAȚII ISTORICE

Gruparea pe autori a concepțiilor referitoare la geneza sulfurilor polimetalice interstratificate în seria de Tulgheș se găsește în lucrarea lui K r ä u t n e r din 1965. De aceea în cele ce urmează vom clasifica doar argumentele pe ipoteze, cu scurte comentarii. Lucrarea citată în dreptul argumentului nu este neapărat prima în care a apărut, ci articolul din care a fost extras.

I. *Argumente că mineralizațiile reprezintă formațiuni premetamorfe cu control spațial sedimentogen.* 1) Concordanța cu metamorfitele (G h e o r g h i u, 1958) ; 2) îndințarea cu metamorifitele pe direcție (G h e o r g h i u, 1958) ; 3) trecerile treptate spre metamorfite pe grosime și direcție (G e h o r g h i u, 1958) ; 4) alternanța minereuri — metamorfite (G h e o r-

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 67–86, București, 1973

ghiu, 1958); 5) prezența unor lentile compacte masive (Gheorghiu, 1958); 6) textura rubanată (Gheorghiu, 1958); 7) sterilitatea suprafețelor de fractură și fisurilor ce afectează zăcămintele (Gheorghiu, 1958); 8) absența alterărilor hidrotermale în jurul minereurilor (Gheorghiu, 1958); 9) situarea la același orizont stratigrafic în cristalin (Kräutner, 1965).

Opiniem că admiterea unui control spațial de alt tip necesită justificări adiacente dificile deoarece observațiile de mai sus se recunosc ușor în oricare zăcământ.

II. *Argumente că mineralizațiile sînt metamorfozate.* 1) Lentilele și stratele sînt cutate sincron și concordant cu metamorfitele (Kräutner, 1965); 2) în minereuri există lineații sinmetamorfe paralele cu acelea din metamorfite (Kräutner, 1965); 3) analiza petrostructurală a minereurilor de impregnație de la Fundu Moldovei a arătat rotiri ale granulelor de pirită în jurul axei tectonice b (Kräutner, 1965); 4) nu se observă zonalități ale măsurătorilor paleogeotermometrice pe înclinarea sau direcția corpurilor de minereu (Savul și Pomîrleanu, 1963); 5) magnetizările remanente sînt identice în sulfuri și în șisturi (Costa Foru, 1964 [1]); 6) polul paleogeomagnetic corespunde unei poziții precambriene (Costa Foru, 1964); 7) determinările paleogeotermometrice arată temperaturi aparente comparabile cu ale metamorfismului în minereuri și în șisturi (Savul și Pomîrleanu, 1963); 8) minereurile se asociază cu minerale de gangă metamorfe (Samoilă și Popa, 1959); 9) roci eruptive noi lipsesc în apropierea zăcămintelor (Samoilă și Popa, 1959); 10) spre deosebire de filoane, pirita este mereu idiomorfă și include celelalte sulfuri prin creștere blastică (Kräutner, 1965); 11) sulfurile moi apar împinse forțat pe fisurile piritei cataclazate (Kräutner, 1965); 12) tot ca deosebire de filoane, pirita are pretutindeni dimensiuni mici și habitus predominant cubic (Petrulian și colab., 1966 *a*); 13) pirita și mispichelul sînt cataclazate, iar atacurile structurale pe sulfuri moi au pus în evidență omniprezența maclelor de deformare (Petrulian și colab., 1966 *a*); 14) pirita a crescut într-o ambianță asemănătoare cu cea actuală, altfel nu s-ar putea explica dependența habitusului ei de mineralele cu care vine în contact (Popescu, 1967); 15) incluziunile de dezamestec de calcopirită în blendă indică temperaturi asemănătoare cu ale metamorfismului regional (Kräutner, 1965); 16) mineralele de titan sînt transformate în leucoxen (Petrulian și colab., 1966 *a*).

Argumentul 7 nu poate fi luat în considerare pentru că temperaturile (150 — 300 °C) nu corespund cu cele admise astăzi în metamorfismul regional de intensitatea recunoscută în Carpații Orientali. Presiunile operante în metamorfismul regional fiind de ordinul a mai multe mii de atmosfere, densitățile fluidelor apoase incluse în mineralele metamorfe puteau fi în jur de 1 și

[1] A. Costa Foru (1964), *Studiul magnetizării remanente a minereului și rocilor asociate din zăcămintele de pirită de la Leșu Ursului și Fundu Moldovei*, comunicare prezentată la Sesiunea științifică a T.P.E.M.

prin urmare corecțiile de presiune devin esențiale în interpretarea datelor, în sensul că temperaturile de omogenizare sînt mult sub cele reale. Argumentele 11 și 13 sînt o dovadă de deformare și nu neapărat de metamorfism, pentru că tectonizări intense pot acționa și în stive nemetamorfe — spre exemplu orogenul alpin, atît de pregnant reprezentat în Carpații Orientali. Dovezile de metamorfism în minereuri trebuie apreciate în conjuncție cu precedentele, completîndu-se reciproc. Discutarea structurilor care sînt tipic metamorfe se face pe larg în lucrarea de față.

III. *Argumente ale unui aport pur sedimentogen.* 1) Asocierea minereurilor cu roci grafitoase, indicatoare de mediu reducător (Gheorghiu, 1953, 1958); 2) intercalarea minereurilor la un nivel stratigrafic determinat (Gheorghiu, 1958).

Ambele argumente sînt discutabile pentru că minereurile nu sînt asociate direct cu grafit, acesta absentînd total din ele, iar nivelul stratigrafic determinat este de fapt formațiunea vulcanogen-sedimentară acidă și nu șisturile grafitoase.

IV. *Argumente împotriva aportului pur sedimentogen.* 1) Minereurile compacte constituie lentile groase de dimensiuni nu prea extinse, cu mari concentrări de minerale metalice (Kräutner, 1965); 2) în asemenea lentile aportul terigen este aproape absent (Kräutner, 1965); 3) sulfurile se aliniază pe circa 200 km în plin bazin marin, departe de țărm; or, se știe că ionii elementelor metalice au solubilități reduse (Kräutner, 1965); 4) variațiile mineralogice cantitative în lentile și dintre lentile sînt foarte mari, în opoziție cu uniformitatea din zăcămintele sedimentare recunoscute ca spre exemplu la Mansfeld (Kräutner, 1965); 5) cantitatea mare a sulfului (peste 40 %) în minereurile compacte este împotriva provenienței lui din activități bacteriene (Kräutner, 1965); 6) antagonsimul de tip sedimentar între elementele majore ar trebui să fie Zn, Cu — Pb și nu Zn, Pb — Cu cum este în realitate (Petrulian și colab., 1966 *b*); 7) acumulări cu 50 — 80 % pirită sînt caracteristice zăcămintelor vulcanogen-sedimentare din caledonidele Norvegiei (Kräutner, 1965).

V. *Argumente ale sursei hidrotermale a aportului*

Aproape toți autorii care s-au preocupat cu minereurile discutate aici au recunoscut unele caractere hidrotermale ale aportului, interpretîndu-le însă în diferite moduri, ca spre exemplu : filoane alpine nemetamorfozate (Socolescu, 1961); filoane puse în loc în timpul metamorfismului (Samoilă și Popa, 1959); filoane strat premetamorfe (Petrulian și colab., 1966 *b*); aport premetamorf hidrotermal subacvatic (Kräutner, 1965). Noi vom reda argumentarea fără distincție între respectivele ipoteze, deoarece o opțiune bine fundamentată trebuie să țină cont de toate observațiile disponibile.

1) Compoziția mineralogică asemănătoare cu a filoanelor hidrotermale (Petrulian și colab., 1966 *a*); 2) apariția elementelor minore caracteristice minereurilor hidrotermale (Petrulian și colab., 1966 *b*); 3) distribuția antagonistă a Cu în raport cu Pb și Zn (Petrulian și colab., 1966 *b*); 4) prezența de structuri de dezamestec ale calcopiritei în blendă și ale blendei în calcopirită (Petrulian și colab., 1966 *a*, *b*); 5) înlocuirile reciproce între mineralele metalice (Petrulian și colab.,

1966 *a*, *b*) ; 6) corodarea piritei de către sulfurile moi (S a m o i l ă şi P o p a, 1958) ; 7) caracterul xenomorf al sulfurilor moi în raport cu cele dure idiomorfe (S a m o i l ă şi P o p a, 1958) ; 8) absorbţia deformărilor în sulfurile moi (S a m o i l ă şi P o p a , 1958) ; 9) cataclaza sulfurilor dure în raport cu cele moi pătrunse pe fisuri (S o c o l e s c u, 1961) ; 10) prezenţa feldspatului potasic în apropierea zăcămintelor (Crucea, Burloaia — S o c o l e s c u, 1961) ; 11) apariţia cubanitului la Crucea, mineral care se formează la peste 320°C (S o c o l e s c u, 1961) ; 12) o parte din sericit şi clorit pot fi hidrotermale (S o c o l e s c u, 1961) ; 13) în apropierea zăcămintelor se găsesc lamprofire (S o c o l e s c u, 1961) ; 14) în minereu se pot observa unele zonalităţi, ca spre exemplu îmbogăţirea în pirotină spre coperişul zăcămintelor, trecerea pe direcţie a minereurilor compacte în minereuri de impregnaţie, asocierea minereurilor cuprifere cu şisturi cloritoase şi a celor de plumb şi zinc cu şisturi sericitoase (S o c o l e s c u, 1961).

Destul de clar în favoarea originii hidrotermale sînt primele trei argumente, care trebuie analizate în corelaţie cu cele împotriva aportului pur sedimentar de metale. Celelalte sînt discutabile după cum urmează : 4 — structurile de dezamestec ale calcopiritei în blendă şi blendei în calcopirită pot avea origine metamorfă, deoarece temperaturile corespunzătoare metamorfismului în faciesul şisturilor verzi sînt de peste 400°C (W i n k l e r, 1970). Observaţiile 5, 6, 7, 8, 9 — care ar indica succesiuni de mineralizare au drept cauză, după cum se va vedea, proprietăţile fizico-chimice ale cristalelor, succesiunea de cristalizare fiind aparentă. Cloritul şi sericitul (12) pot fi la fel de bine metamorfe, şi întreaga serie de Tulgheş este cloritoasă — sericitoasă, cubanitul (11) se înscrie în scara de temperaturi a faciesului şisturilor verzi, feldspatul potasic (10) apare rar şi e obişnuit în metamorfite, iar zonările din argumentul 14 nu pot fi interpretate ca hidrotermale deoarece pirotina s-a format pe seama piritei, trecerile minereurilor compacte în impregnaţii reprezintă un argument sedimentogen la fel de valabil, iar minereuri predominant cuprifere se găsesc şi în şisturi sericitoase (Fundu Moldovei zona III, Leşu Ursului zona II). Asocierea cu lamprofirele (13) se susţine greu, pentru că lamprofire aflorează în tot cristalinul şi întretaie mineralizaţiile.

DESCRIEREA PARAGENEZELOR

Paragenezele minereurilor compacte sînt alcătuite din şase sulfuri metalice primare mai abundente a căror variaţie cantitativă este corelată geochimic, şi anume : pirita, blenda, galena, calcopirita, mispichelul şi tetraedritul. Aceste minerale se recunosc uşor microscopic, includ elementele majore aproape în totalitate şi dau prin raporturile spaţiale dintre ele imaginea structurală caracteristică. Pirotina fiind după toate probabilităţile formată pe seama piritei, iar sulfosărurile rare şi greu de determinat, le vom lăsa în afara discuţiei. Participările cantitative aproximative ale mineralelor în parageneze după locul unde au fost interceptate minereurile cu lucrări miniere sînt redate grafic în planşa 1, iar termenii cu care se nuanţează aceste participări au următoarele semnificaţii : major — predominant de departe ; subordonat — care constituie cîteva procente ; minor — vizibil în fiecare şlif, dar în general sub un procent ; sporadic — care nu e vizibil în fiecare şlif şi apreciat la fracţiuni de procent. În continuare vom arăta cîteva observaţii care nu reies din reprezentarea grafică, semnificaţia interdependenţelor din parageneze fiind discutată mai tîrziu. Prima remarcă este variaţia mineralogică cantitativă mare chiar la scara unui şlif, deşi în toate minereurile predominanţele caracteristice se menţin. Tetraedritul pe zona II Leşu Ursului nu a fost găsit de noi, însă este citat de S a m o i l ă şi P o p a (1958) şi P e t r u l i a n şi colab. (1966 *a*), astfel că l-am menţionat ca sporadic. Judecînd după parageneză, tetraedrit ar trebui să existe şi la Pîrîul Cîinelui. Credem

că neobservarea lui se datorește numărului mic de șlifuri disponibile, minereul fiind interceptat într-o singură galerie. La Pîrîul Colbului sînt vizibile doar cîteva granule de calcopirită într-un singur șlif. Absența ei chiar și ca incluziuni de dezamestec în blendă arată neîndoielnic penurie primară. La Fundu Moldovei, mispichelul și tetraedritul au fost întîlnite numai la nivelele inferioare, unde blenda și galena se îmbogățesc apreciabil [2], proporționalitatea cantitativă blendă + galenă — mispichel + tetraedrit luînd aspect zonar. La Runc calcopirita este prezentă în unele fișii — se pare cele mai piritoase — și absentă în altele, iar la Arșița — Botoșel participă la parageneză exclusiv ca incluziuni de dezamestec în blendă. Individualizată, se observă în nișa 2, unde blenda lipsește, fiind asociată cu pirită și mispichel. În fine, la Izvoru Ursului nu s-a întîlnit încă mispichel și tetraedrit, deși apariția lor în cantități mici este posibilă.

DISCUȚIA STRUCTURILOR

Asemănările structurale între minereurile compacte merg pînă la identitate, ceea ce justifică discutarea lor sintetică.

1. **Forme, corelații cantități — forme.** Calitatea de compacte atribuită minereurilor descrise se leagă în esență de abundența piritei ce constituie osatura lor tridimensională, iar blenda, galena, calcopirita, tetraedritul alcătuiesc liantul acestui schelet. Cristalele de pirită sînt izometrice, perfect delimitate și diseminate în masa mineralelor moi, formele sale oscilînd între poliedrice xenomorfe și cubice idiomorfe în funcție de cantitatea acestora. Remarcăm că, structural, și cuarțul se comportă la fel cu mineralele moi. Situațiile limită sînt două :

— Absența totală a mineralelor moi. Pirita dă aglomerări poliedrice, cu frecvente îmbinări între indivizi la puncte triple după unghiuri de 120°, fețele cristalografice aproape absentînd (pl. I, fig. 1).

— Abundența mineralelor moi pînă cînd tangența între cristalele de pirită devine excepție. Formele piritei sînt de regulă cuburi mai mult sau mai puțin perfecte (pl. I, fig. 2). Cazurile intermediare pot fi clasificate astfel :

— Cantitatea liantului este sub cea care poate fi acomodată la punctele triple. Mineralele moi se localizează de obicei la îmbinările dintre granulele de pirită fără a se uni în plaje, iar îmbinările după muchii (colțuri) sînt înlocuite cu spații mărginite de următoarele tipuri de fețe : raționale simple (pl. I, fig. 3), raționale multiple (în trepte — pl. I, fig. 4), curbe convexe, curbe concave. Formele mineralelor moi rezultă din combinațiile fețelor piritei (pl. I, fig. 5). Uneori, mineralele moi stau și între fețele a două cristale de pirită în cavități cu fețe de tipul celor precedente.

— Cantitatea liantului o depășește pe cea care poate fi acomodată la punctele triple, permițînd contactul variabil ca extindere, între granulele de pirită. În acest caz, mineralele moi se insinuează printre fețele piritei și ia naștere o rețea cvasicontinuă prin unirea peliculelor. Formele pe care le dezvoltă pirita preponderent sînt cele subidiomorfe, cu fețe de

---

[2] I. Samoilă, Azucena Biriescu (1967), *Observații mineralogice asupra zăcămîntului piritos cuprifer și cuprifer de la Fundu Moldovei* (*Dealul Negru*), arh. E.M. Fundu Moldovei.

cub spre mineralele moi şi dese trunchieri sau îmbucări spre un alt granul de pirită (pl. I, fig. 6). Aglomerările piritoase cu indivizi poliedrici pot alterna regulat sau capricios cu cele subidiomorfe sau idiomorfe, trecerile fiind în funcţie de viteza variaţiei cantitative a mineralelor moi. Idiomorfism pregnant mai arată mispichelul, granulele sale fiind mărginite de feţe cristalografice. El alcătuieşte adesea asocieri cu mulţi indivizi, aproape monominerale, ceea ce îi reduce idiomorfismul. Formele mineralelor moi sînt dictate de aspectele spaţiilor care le găzduiesc, contactele dintre ele fiind exclusiv curbe. Blenda dă contururi convexe spre calcopirită şi galenă (pl. II, fig. 1), calcopirita concave spre blendă şi convexe spre galenă, galena concave spre ambele (pl. II, fig. 2). Tetraedritul participînd sporadic, relaţiile lui de formă cu celelalte minerale moi nu le generalizăm, ca insuficiente statistic, dar sînt în esenţă de acelaşi tip. Încheiem discuţia formelor cu următoarele observaţii :

— Minereurile cuprifere, mai piritoase decît cele plumbozincoase, arată un idiomorfism al piritei mai scăzut. Calcopirita de obicei depăşeşte cu puţin cantitatea posibilă a se acomoda la punctele triple (zona II Leşu Ursului, zona I Fundu Moldovei, Izvoru Ursului).

— Întrucît formele de creştere ale piritei depind de cantitatea mineralelor moi, între ele relaţia este genetică.

2. **Deformări**. Tectonizarea trebuie privită ca un proces perturbator al formelor de creştere, fiind întotdeauna ulterioară acestora. Este vizibilă în toate minereurile dar, datorită proprietăţilor diferite fizico-mecanice ale mineralelor moi comparativ cu ale celor dure, deformările se recunosc clar numai la pirită şi mispichel, care au acelaşi comportament tectonic. Gradul de deformare diferă într-un şlif şi minereurile au răspuns deosebit la tectonizare după compoziţia mineralogică cantitativă a porţiunii discutate. În ansamblu, cele mai piritoase au reacţionat mai casant, pe cînd cele bogate în minerale moi mai plastic. În fişiile cu multă pirită, granulele pot fi : fisurate, rupte, sfărîmate în fragmente mici colţuroase. În raport cu importanţa mişcării, limitele de creştere se înşiruie de la slab deranjate uşor reconstituibile, pînă la complet distruse, de nerecunoscut. În fişiile bogate în minerale moi, cataclazările sînt rare, predominînd în schimb rotunjirile ; în fazele incipiente însă, granulele de pirită sînt mai ales franjurate, sfîşiate, fiind smulse din ele mici fragmente, lucru de înţeles datorită dezvoltării maxime a colţurilor la începutul tectonizării. Dacă mişcarea este mai importantă, pot rezulta porfiroclaste sferice cu o zonă marginală înţesată cu incluziuni mecanice — în special cuarţ (pl. II, fig. 3). În asemenea cazuri, deformarea este vizibilă şi la mineralele moi, în sensul formării unui amestec de fragmente mici cu contururi franjurate cu aspect de mozaic. Cînd tectonizarea nu depăşeşte o anumită intensitate, deformarea se localizează în fişiile mai bogate în minerale moi, desigur datorită rezistenţei lor mecanice mai scăzute. Dacă tectonizarea este puternică, deformarea se instalează în fiecare fişie, porţiunile piritoase fiind pur şi simplu măcinate, iar în fişiile bogate în minerale moi diferenţele de mărimi dintre cristalele piritei se accentuează prin sfărîmarea unora şi alăturarea altora în mici grupuri care pot recristaliza. Atacurile structurale pe minerale moi (P e t r u l i a n şi colab., 1966 *a*, *b*) au evidenţiat multitudinea maclelor de deformare, ceea ce invalidează afirmaţia că în

ele deformarea ar fi inobservabilă (S a m o i l ă și P o p a, 1958). Ca o concluzie de ordin general, minereurile compacte cuprifere sînt mai puțin deformate datorită compactității și durității lor mai mari, dar totodată în ele tectonizarea se recunoaște mai ușor prin comportamentul esențialmente casant.

3. **Dimensiuni.** Un al treilea caracter comun al tuturor minereurilor descrise este finețea granulelor, uniformitatea lor și diseminarea reciprocă, dimensiunile cristalelor fiind în ansamblu mai mici decît în minereurile de impregnație, iar aglomerările monominerale absente. Granulația este cu atît mai măruntă cu cît minereurile sînt mai piritoase (vezi diagramele) și după cum pirita și mispichelul tind spre idiomorfism cu creșterea cantității mineralelor moi așa, de asemenea, dimensiunile cristalelor lor cresc proporțional cu cantitatea mineralelor moi. Conchidem că minereurile compacte cuprifere sînt mai fin cristalizate decît cele bogate în Pb și Zn, sau minereurile sînt cu atît mai piritoase cu cît au granulația mai fină. Cristalele mispichelului sînt în general mai mărunte decît ale piritei, și cele din aglomerări mai mici decît cele singulare. În cazul mineralelor moi se poate discuta despre dimensiunile plajelor, care de obicei sînt poligranulare iar indivizii indistincți. Extensia plajelor depinde de lărgimea spațiilor dintre granulele de pirită și abundența reciprocă a fazelor. Asupra dimensiunilor mineralelor impietează tectonizarea, acțiunea principală fiind cea de sfărîmare, deci de reducere a dimensiunilor. Rareori, cînd deformări intense au alăturat multe fragmente puternic deranjate reticular, s-a produs o recristalizare cu formarea unor granule de dimensiuni excepționale. Sînt singurele cazuri ce permit interpretarea ca recristalizări.

4. **Textura rubanată.** Minereurile compacte sînt stratificate paralel cu foliația șisturilor cu care dealtfel sînt concordante. Din cele expuse anterior rezultă imediat că rubanarea este condiționată de factori structurali interdependenți: cantitatea fazelor moi și, implicit, dimensiunile cristalelor de pirită, raporturile lor fiind de proporționalitate directă.

5. **Ganga.** Atunci cînd există, este exclusiv cuarțoasă. Alte minerale de gangă — clorit, sericit, carbonați, feldspați — apar doar spre zonele de contact cu șisturile din culcuș sau coperiș, către care trecerea se face uneori prin benzi de minereu cu caracter de impregnație. Creșterea în abundență a cuarțului joacă pentru pirită același rol ca și sulfurile moi; cresc dimensiunile granulelor și gradul lor de idiomorfism, în timp ce cuarțul însuși se comportă identic cu sulfurile moi.

6. **Incluziuni.** Două tipuri de incluziuni sînt semnificative pentru mineralele comentate, și anume: incluziunile celorlalte faze în pirită și incluziunile de dezamestec de calcopirită în blendă. Deși cu frecvență mică, pirita include constant componenții cu care este în parageneză, cîte unul sau asociați în aceeași incluziune; dimensiunile incluziunilor sînt variabile iar formele tind fie spre sferă, fie spre poliedru (pl. II, fig. 4). Incluziunile de dezamestec ale calcopiritei în blendă absentează unde fie că ipsește blenda (Fundu Moldovei zona I, orizonturile superioare), fie calcopirita (Colbu). Sînt și locuri unde calcopirita participă aproape exclusiv astfel la parageneză (Arșița — Botoșel). Incluziunile de dezamestec înt mult mai mici decît incluziunile din pirită, numeroase într-un cristal, proximativ uniform repartizate și uneori orientate.

7. **Cazuri speciale de localizare a mineralelor moi.** Este vorba de pătrunderea calcopiritei, blendei, galenei, tetraedritului pe fisurile cristalelor de pirită sau mispichel (pl. II, fig. 6) şi apariţia calcopiritei ca pelicule la contactele puţin deranjate dintre pirită şi mispichel, observîndu-se însă că, contururile fragmentelor sau ale cristalelor deplasate s-ar potrivi în toate amănuntele dacă s-ar îndepărta umplutura dintre ele.

PROBLEME DE GENEZĂ

Actualmente se ştie clar că relaţiile spaţiale între speciile minerale ale unei parageneze sînt determinate de proprietăţile lor fizico-chimice, criteriile structurale de succesiune temporală între faze stabilite de Harker în 1932 şi urmate vreme îndelungată fiind complet revizuite (Spry, 1969). Fizica corpurilor solide reale s-a dezvoltat de curînd şi multe lucruri privitoare la cristale şi minerale mai sînt neclare. Totuşi, datele existente pot deja explica corect fapte de observaţie esenţiale în interpretările genetice. Relativ la sulfurile ce formează minereuri interstratificate în metamorfite trebuie să se ţină cont că (Spry, 1969): recristalizează uşor chiar în metamorfismul de grad coborît; blenda, galena, calcopirita posedă excelente proprietăţi de alunecare şi suferă deformări plastice la temperaturi joase; multe minereuri structural simple au o istorie complexă, iar succesiunea paragenetică aparentă se explică cel puţin parţial prin controlul energiei de suprafaţă; din cauza uşurinţei de recristalizare păstrează de obicei urmele ultimului metamorfism.

Proprietăţile care controlează relaţiile de formă într-o paragineză cu sulfuri metalice sînt redate în tabelul nr. 1 completat cu date extrase din Spry (1969), Deer şi colab. (1967), Winchell (1964), Betehtin (1953). Capacitatea de a forma feţe cristalografice este condiţionată în primul rînd de energia de suprafaţă, iar comportamentul la deformare — casant sau plastic — de duritate, clivaje, şi mai ales de prezenţa planelor de alunecare mecanică şi a maclelor de deformare.

1. **Succesiunea de cristalizare.** Solidară cu problema corodărilor şi a substituţiilor şi folosită drept sprijin în interpretările genetice, succesiunea de cristalizare a fost propusă deseori pe premise false. Astfel, în ciuda aparenţelor, pirita şi mispichelul nu sînt anterioare mineralelor moi, ci toate coexistau în sistem în momentul cristalizării. Argumentele principale în favoarea succesiunii au fost trei: pirita şi mispichelul sînt idiomorfe în raport cu mineralele moi; pirita şi mispichelul arată evidente cataclazări pe cînd mineralele moi nu; pirita şi mispichelul sînt corodate de către mineralele moi, deoarece se observă frecvent contururi neregulate „de substituţie" către mineralele moi.

Datele din tabelul nr. 1 fac inconsistent primul argument cu legile cristalizării fiindcă dintre două faze ce nucleează într-un spaţiu limitat la volumul substanţelor date, tinde să formeze feţe cristalografice cea mai dură şi cu energia de suprafaţă mai mare. Al doilea argument este contrazis de aceleaşi date. Planele de alunecare mecanică, maclele de deformare şi maleabilitatea conferă mineralelor moi, în condiţii de presiune limitativă mare, un comportament plastic; dimpotrivă, mineralele dure, lipsite de

Tabelul nr. 1

Tabel sinoptic cu proprietăţile fizice ale mineralelor de care depind capacitatea de a forma feţe şi modul de comportare la solicitări mecanice

Minerale	Durităţi	Energia de suprafaţă γ ergi/cm^2	Indicele de compactitate (numărul de particule în celula elementară)	Clivaje	Plane de alunecare	Plane macle de deformare
Pirita	6—6,5	1.500	a = 5,405 Å; 40 part.	(001) slab	—	—
Mispichel	5,5—6		a = 9,51Å b = 5,65 Å; 21 part. c = 6,42 Å	(101) distinct	—	—
Pirotină	3,5—4,5	400		(0001) separaţie	(0001)	—
Blendă	3,5—4,0	350	a = 5,40 Å; 18 part.	(011) perfect	(111)	(111) probabil plan maclare deformare
Calcopirită	3,5—4,0	250	a = 5,24 Å c = 10,30 Å; 31 part.	(011) în general (111) slab	(111)	(110) (102)
Galenă	2,5	200	a = 5,95 Å; 27 part.	(001) perfect (111) separaţie	(100)	plane multiple

plane de alunecare şi macle de deformare, vor reacţiona casant la tectonizări, cataclazîndu-se. Privitor la al treilea argument, s-a discutat importanţa tectonizării în controlul habitusului piritei şi mispichelului, neregularitatea formelor fiind direct proporţională cu intensitatea deformării. În continuare vom relata faptele de observaţie care susţin sincronismul cristalizării şi concordă cu datele teoretice.

a. Cu creşterea cantităţii mineralelor moi, idiomorfismul piritei se accentuează evident, dezvoltîndu-se feţe de cub, ceea ce impune existenţa mineralelor moi în sistem în timpul cristalizării piritei.

b. Cu creşterea cantităţii mineralelor moi, dimensiunile cristalelor de pirită se măresc sistematic. Diagramele obţinute prin măsurători cantitative reliefează caracterul logic al observaţiei, iar ca cristalele de pirită să fi crescut mai mari, trebuia ca numărul de nuclei formaţi în timpul cristalizării să fi fost mai mic şi prin urmare gradul de suprasaturaţie în pirită mai coborît, deci implicit, raportul cantitativ pirita — minerale moi cel actual.

c. Pirita include în forme ce tind spre echilibru termodinamic toate celelalte faze minerale din parageneze, izolate sau asociate. Şi mispichelul posedă incluziuni, dar cristalele sale mai mărunte decît ale piritei şi cantitatea mică au permis numai în cazuri excepţionale includerea. Este o observaţie cu interpretare univocă : spre a fi înglobate, fazele respective trebuiau să se găsească în sistem în timpul cristalizării piritei şi mispichelului. Prin urmare, cel puţin în momentul ultimei cristalizări (recristalizări) pirita, mispichelul, calcopirita, blenda, galena, tetraedritul au alcătuit un sistem unitar, iar structurile sînt interdependente, condiţionate de proprietăţile fizico-chimice ale mineralelor enumerate în tabelul nr. 1. Deci, explicarea contactelor neregulate dintre minerale nu trebuie căutată în corodări. Că nu este vorba de corodări între mineralele dure şi moi atestă şi faptele de mai jos : a) feţele piritei spre mineralele moi, mai ales în cazurile cu evidenţă slabă de deformare, sînt de regulă feţe raţionale simple ; b) spaţiile în care sînt acomodate mineralele moi nu pot fi întregite prin prelungirea feţelor cristalelor de pirită înconjurătoare, iar formele acestor spaţii nu sînt conforme cu ale unor granule de pirită eventual înlocuite totalmente (pl. II, fig. 5) ; c) cînd pătrund pe fisuri, blenda, galena, calcopirita, tetraedritul nu înlocuiesc pirita, granulele putînd fi reconstituite prin îndepărtarea umpluturii ; d) aşa-zisele forme de corodare ale piritei sînt identice spre oricare mineral, inclusiv cuarţul. Or, este puţin probabil ca toţi ceilalţi componenţi să fi substituit pirita şi încă în moduri similare ; e) de asemenea, absentează formele specifice substituţiilor incontestabile, ca : pseudomorfozele, resturile neînlocuite ca insulite sau fîşii în masa substituientului, concreşterile dimensionale orientate.

2. **Geneza formelor.** Vom examina mai în amănunt formele, din unghiul proprietăţilor cristalelor expuse în tabelul nr. 1. Pirita, stînd în partea superioară a scării proprietăţilor care controlează habitusul, se poate prezice că va forma, în concurenţă cu mineralele moi, feţe cristalografice în detrimentul acestora. Cristalizată în sistemul cubic, va tinde totdeauna spre izometrie. Or, s-a notat proporţionalitatea directă între creşterea frecvenţei feţelor de cub şi creşterea cantităţii mineralelor moi. Mispichelul are proprietăţi asemănătoare cu ale piritei, deci şi formele.

Lipsindu-le planele de alunecare și maclele de deformare, din tabel se poate prevedea că ambele se vor comporta casant la tectonizare. Este cea mai generală și mai veche dintre observațiile structurale. Blenda, stînd mai sus decît calcopirita și galena în ce privește energia de suprafață, va dezvolta forme globulare în raport cu acestea două și mai ales cu galena. Cazul este de departe predominant. Calcopirita, plasîndu-se între blendă și galenă ca energie de suprafață, va da contururi convexe spre galenă și concave spre blendă. Observațiile concordă cu prezicerea. Galena, avînd cea mai mică energie de suprafață și duritate, va opune totdeauna contururi concave spre blendă și calcopirită. Frecvența cazurilor este absolută, adesea galena crescînd arborescent în plajele de blendă. Tetraedritul este în cantități prea mici spre a se discuta relațiile lui structurale caracteristice, dar se comportă la fel cu celelalte minerale moi. Prin urmare, habitusul mineralelor este dictat de principiul termodinamic al stabilității formelor cu energie liberă minimă; totuși, starea de echilibru rămîne un deziderat verificabil numai statistic, deoarece datorită complexității ambianței naturale totdeauna vor exista abateri de la ea. Formele de contact între pirită și mineralele moi, în cazul concurenței pentru spațiu, nu se supun legii unghiului optim, ci sînt forme de compromis dictate de posibilitățile locale de scădere maximă a energiei libere, mineralul conducător fiind pirita, din cauza energiei sale de suprafață mari și a anizotropiei accentuate a acestei energii. Dimpotrivă, între mineralele moi, datorită maleabilității lor și diferențelor mici între energiile de suprafață, scăzute și ca valori absolute, se vor forma în concurență pentru spațiu interfețele cerute de legea unghiului optim, aceste suprafețe creînd cea mai mică energie liberă în sistem. Astfel se explică interpenetrările sinuoase dintre mineralele moi cu limite reciproce specifice.

3. **Problema dimensiunilor granulelor piritei.** Privitor la dimensiunile cristalelor de pirită trebuie să avem în vedere următoarele observații: uniformitatea relativă a acestor dimensiuni și mărimile apropiate ale cristalelor în toate minereurile analizate, creșterea dimensiunilor cu scăderea cantității de pirită, finețea granulației. Finețea granulației și uniformitatea dimensiunilor presupun formarea simultană a mulți nuclei, deci o concentrație inițială mare și condiții asemănătoare de presiune, temperatură și concentrație în timpul cristalizării pe un spațiu foarte larg, cerințe realizabile numai în condițiile de PT ale metamorfismului regional care afectează un depozit preexistent. Creșterea dimensiunilor granulelor cu scăderea cantității de pirită are drept cauză, după cum am menționat, suprasaturația mai redusă și scăderea numărului de nuclei în decursul cristalizării. Însă creșterea dimensiunilor cristalelor de pirită cu scăderea cantității sale nu depășește o anumită limită, pentru că distanța de difuzie a particulelor spre un cristal în creștere este limitată, mobilitatea lor fiind totuși mică în mediu solid, adică există un spațiu de raza maximă în interiorul căruia materialul poate fi ordonat în jurul unui singur nucleu. Forma diagramelor construite pentru dimensiunile cristalelor de pirită în porțiuni mai bogate și mai sărace în pirită din același șlif, sau din șlifuri diferite, arată o singură etapă importantă de cristalizare, iar paralelismul celor două linii susține afirmația că mărimile granulelor sînt determinate în primul rînd de cantitatea mai mică sau mai mare a mineralelor moi care au completat sistemul în timpul cristalizării piritei.

4. **Relaţia cristalizare (recristalizare) — timp.** O altă chestiune de mare interes este aceea a momentelor de generare a structurilor observabile astăzi. Primul şi cel mai important element pentru discuţie este cataclazarea piritei şi a mispichelului, care trebuie apreciate ţinînd cont că : deşi pretutindeni prezentă, este extrem de neomogenă, porţiuni neafectate alternînd cu altele total sfărîmate ; deformarea este mai mult compresivă şi mai puţin cinematica ; cu toată excepţionala capacitate a sulfurilor de a recristaliza, recristalizările sînt aproape inobservabile ; intensitatea cataclazărilor este în corelaţie cu zonele de fracturare, fiind extremă în apropierea lor.

Concluzia : aspectele deformaţionale vizibile în minereurile compacte s-au produs la temperaturi joase şi în relaţie cu tectonica disjunctivă care a afectat cristalinul Carpaţilor Orientali, deziderate satisfăcute de evenimentele orogenului alpin. Revenind la structurile de creştere, observăm că ele atestă cristalizarea simultană a componenţilor paragenezelor în mediu esenţialmente în stare solidă, fiind evident controlate de tendinţa spre echilibru termodinamic. Asemenea structuri sînt tipic metamorfe şi întrucît la nivelul realizat în lucrare observaţiile argumentează suficient un singur metamorfism, afirmăm implicit că structurile de creştere aparţin matamorfismului hercinic, deoarece acesta este recunoscut ca ultimul operant în Carpaţii Orientali.

5. **Incluziuni.** Formele incluziunilor mineralelor moi din pirită tind spre sferă sau poliedru. Ambele reprezintă forme cu energii libere mici, în sensul că sfera are cea mai mică suprafaţă pentru un volum dat, iar poliedrul cea mai mică energie de suprafaţă pentru un corp anizotrop cu diferenţe mari ale energiilor de legătură în funcţie de direcţie. Remarcăm formele cristalografice proprii ale misipichelului inclus, spre deosebire de cele negative ale gazdei pe care le adoptă uneori mineralele moi. Importanţă aparte au incluziunile de dezamestec de calcopirită în blendă, vizibile întotdeauna cînd sînt prezente ambele minerale în sistem. Acceptînd geneza vulcanogen-sedimentară pentru minereurile compacte polimetalice, soluţia solidă blendă-calcopirită nu putea fi iniţiată în timpul sedimentării. Cerinţele formării sale (cel puţin 350°C, D e e r şi colab., 1967) au fost atinse abia prin intrarea sedimentelor sulfidice în condiţiile termodinamice ale metamorfismului regional. Observaţiile noastre arată că în diferite puncte cantitatea de calcopirită de dezamestec în blendă diferă, ceea ce sugerează că admisia calcopiritei în blendă este probabil în funcţie de temperatură şi ar putea fi folosită ca geotermometru. Totodată, dacă această ipoteză este reală, atunci calcopirita de dezamestec din blendă reprezintă mărturia metamorfismului prehercinic, recunoscut pe baze petrografice ca fiind de grad mai înalt decît cel hercinic.

DISCUŢIA PARAGENEZELOR

După cum am spus la început, paragenezele minereurilor compacte polimetalice sînt alcătuite din şase minerale primare mai abundente. Diferenţele între minereuri depind exclusiv de raporturile cantitative

dintre minerale, care la rîndul lor reflectă raporturile elementelor componente. Fiind condiționate geochimic, diferențele cantitative dintre elemente trebuie admise ca inițiale. Astfel : a) minereurile cuprifere sînt mai piritoase decît cele plumbo-zincoase ; b) cu creșterea cantității de blendă și galenă, cantitatea de calcopirită scade fie relativ, fie absolut ; c) abundența mispichelului este direct proporțională cu aceea a blendei și galenei și nu cu a piritei ; d) tetraedritul este condiționat paragenetic de calcopirită și mispichel, apărînd acolo unde ele sînt împreună.

Paralelizarea zonelor pe direcție se poate face numai aproximativ, pentru că minereuri localizate la aceleași nivele stratigrafice pot avea constituții mineralogice diferite în puncte diferite, iar minereuri situate la nivele stratigrafice diferite pot fi identice mineralogic. Interdependențele mineralogice confirmă și susțin ceea ce evidențiază structurile, și anume că în minereurile polimetalice compacte nu se deosebesc succesiuni de cristalizare, pulsații, sau suprapuneri de faze mineralizatoare. Logica afirmației precedente este următoarea : galena și blenda nu pot fi ulterioare mispichelului, deoarece arsenul care controlează formarea mispichelului este dependent geochimic de plumb și zinc, îmbogățindu-se acolo unde se îmbogățesc acestea. Or, mispichelul avînd aspecte identice structural cu pirita, pe care bază s-a admis sincronismul pirită-mispichel, rezultă implicit concomitența pirită-blendă-galenă-mispichel ; calcopirita din minereurile plumbo-zincoase este sincronă blendei și galenei, pentru că formarea tetraedritului este dependentă de prezența simultană a cuprului, arsenului și stibiului . Or, abundența arsenului și stibiului fiind în funcție de abundența Pb + Zn, rezultă implicit că, calcopirita este sincronă blendei și galenei, întrucît tetraedritul, ca mineral de cupru, arsen și stibiu, s-a putut forma numai acolo unde sistemul a avut de la bun început cupru, plumb și zinc. Cazul cel mai clar al interdependenței Pb, Zn—As, Sb se observă pe zona I Fundu Moldovei, mispichelul și tetraedritul fiind identificate numai la orizonturile inferioare, unde blenda și galena se îmbogățesc sensibil (S a m o i l ă, A z u c e n a B i r i e s c u , 1967). Prin urmare, parageneza : pirită, blendă, galenă, calcopirită, mispichel, tetraedrit este o parageneză primară, tipurile de minereuri polimetalice compacte deosebindu-se prin variația cantitativă a mineralelor predominante care induce în subsidiar apariția sau dispariția unora dintre mineralele subordonate.

CONCLUZII

Ajunși aici vom însuma concluziile generale referitoare la geneza minereurilor discutate.

1. Structurile de creștere sînt metamorfe. Ele înregistrează, la nivelul de observare care fundamentează lucrarea, un singur episod metamorf. Știind că în terenuri polimetamorfe, cum sînt Carpații Orientali, urmele unui singur metamorfism pot păstra fie formațiuni care au suferit doar ultimul metamorfism, fie care au recristalizat complet în ultimul metamorfism, și știind de asemenea că acest ultim metamorfism a fost cel hercinic, afirmăm implicit că structurile de creștere observabile în minereurile compacte sînt hercinice.

2. Structurile de deformare, dată fiind omniprezența lor, neomogenitatea, datarea ulterioară față de structurile de creștere, tendința minimă de recristalizare și corelarea cu tectonica disjunctivă ce afectează minereurile și metamorfitele gazdă, întipăresc evenimentele unei etape orogenice rupturale intense nemetamorfe. Aceste condiții le întrunește orogenul alpin.

3. Compoziția mineralogică și corelațiile geochimice între elementele constitutive ale mineralelor arată indubitabil o afiliație hidrotermală a aportului.

4. Modul de zăcămînt al minereurilor este sedimentogen. Variația mare mineralogică cantitativă și calitativă pe distanțe scurte, prezența ca mineral de gangă numai a cuarțului, caracterul lenticular de extensie moderată a corpurilor de minereu etc. semnifică depunerea rapidă din surse apropiate și abundente. Tuturor acestor deziderate le răspunde ipoteza genetică vulcanogen-sedimentară premetamorfă. Din cauza structurii lor de rezistență care se poate asemăna cu a betoanelor, rolul cimentului jucîndu-l mineralele moi și cel al balastului pirita, comportamentul minereurilor compacte polimetalice în ambianța metamorfă a diferit de al celorlalte roci, ele evoluînd ca sisteme închise termodinamic, transformările esențiale fiind recristalizări în fazele posttectonice sub presiuni cu caracter hidrostatic, deplasările de substanță nedepășind în general raza de influiență a unui granul. Cele afirmate de noi în lucrarea de față credem că sînt valabile și pentru alte minereuri polimetalice compacte interstratificate în metamorfite. Cercetarea unor șlifuri de la Burloaia și Novicior au arătat aspecte identice, iar descrierea pe care o face K r ă u t n e r (1963) zăcămîntului de la Muncelu Mic relevă aceleași observații.

THE PROBLEM OF GENESIS OF THE INTERSTRATIFIED POLYMETALLIC COMPACT SULPHIDES FROM THE CENTRAL PART OF THE EAST CARPATHIANS CRYSTALLINE

SUMMARY

This paper has as object the mineralogical structural study of some polymetallic sulphides, which form compact interstratified bodies in a polymetamorphic series of the East Carpathians. The below related data allow the authors to adhere to the conception according to which the discussed ores are metamorphosed.

A) The main component minerals of the parageneses (pyrite, sphalerite, galena, chalcopyrite, arsenopyrite, tetrahedrite) co-existed in the system during the crystallization which occurred in a single phase, because : 1) with the increase of the soft minerals (sphalerite, galena, chalcopyrite, tetrahedrite), in contrast with pyrite and arsenopyrite as hard minerals, the pyrite idiomorphism (which generally constitutes more than 50% of the ore) is more obviously frequent, developing cube faces ; 2) with the increase of the soft minerals the dimensions of the pyrite crystals systematically increase ; 3) pyrite includes all the other mineral phases of the paragenesis in forms that tend to acquire a thermodynamic equi-

librium ; 4) pyrite faces which face soft minerals are usually simple rational faces ; 5) spaces in which soft minerals are accommodated cannot be completed by the extension of the surrounding pyrite crystal faces ; 6) there are no forms which could be unequivocally interpreted as substitution forms. Such relations are peculiar to metamorphic systems and incompatible with crystallization in a vein environment.

B) According to data in table 1 it can be asserted that in all cases when crystallization takes place in closed spaces, pyrite and arsenopyrite will form crystallographic faces to the detriment of sphalerite, galena, chalcopyrite and tetrahedrite ; the idiomorphism of the former does not constitute an evidence of previous formation. So neither this aspect is to be considered as characteristic of a vein structure.

C) The pyrite crystal dimensions also indicate a crystallization under synmetamorphic conditions because : they are relatively uniform and with only small differences of size in all analyzed ores ; in all cases their dimensions increase with the decrease of the pyrite quantity ; they distinguish themselves through a particular fineness.

The deformation structures are subsequent to the growth ones, disturbing them, and belong to the alpine orogeny. This observation is based on their inhomogeneity, on their correlations with fracture zones and on their nearly absent tendency to recrystallization. Since the growth structures in the metamorphosed ores reflect the action of the last metamorphism (Spry, 1969) it can be concluded that in this case they belong to the Hercynian metamorphism, the latest known in the East Carpathians.

With regard to the parageneses it can be asserted that, as the structures prove, in the sulphides described above crystallizing successions, pulsations or additional mineralizing phases cannot be distinguished. This statement is based on the following arguments : the parallel enrichment of As with that of Pb and Zn, arsenopyrite co-existed in the system from the very beginning. Since we admitted the synchronism pyrite — arsenopyrite on structural bases, the concomitance pyrite, arsenopyrite, blenda, galena follows implicitly. Finally the tetrahedrite being an As, Sb, Cu mineral and Sb being linked geochemically by As as well as by Pb and Zn, it could individualize only where from the very beginning the system had in its composition Pb, Zn, As, Sb, Cu. Hence we can assert the concomitance of pyrite, arsenopyrite, sphalerite, galena, chalcopyrite, tetrahedrite.

Our final conclusions are the following :

1. Growth structures have a metamorphic character, namely hercynian.

2. Cataclastic deformation structures are alpine.

3. Mineral composition and geochemical correlations between the constituents of the minerals indicate an unequivocal hydrothermal affiliation.

4. Spatial relationships of the ore bodies are of a sedimentogen type. The considerable quantitative and qualitative variation in the mineral composition on short distances, the presence as gangue mineral of quartz alone, the lenticular character of a moderate extension of the ore bodies suggest a rapid deposition out of near and rich sources. The hypothesis of a volcanogenous sedimentary metamorphosed genesis satisfies most adequately all these conditions.

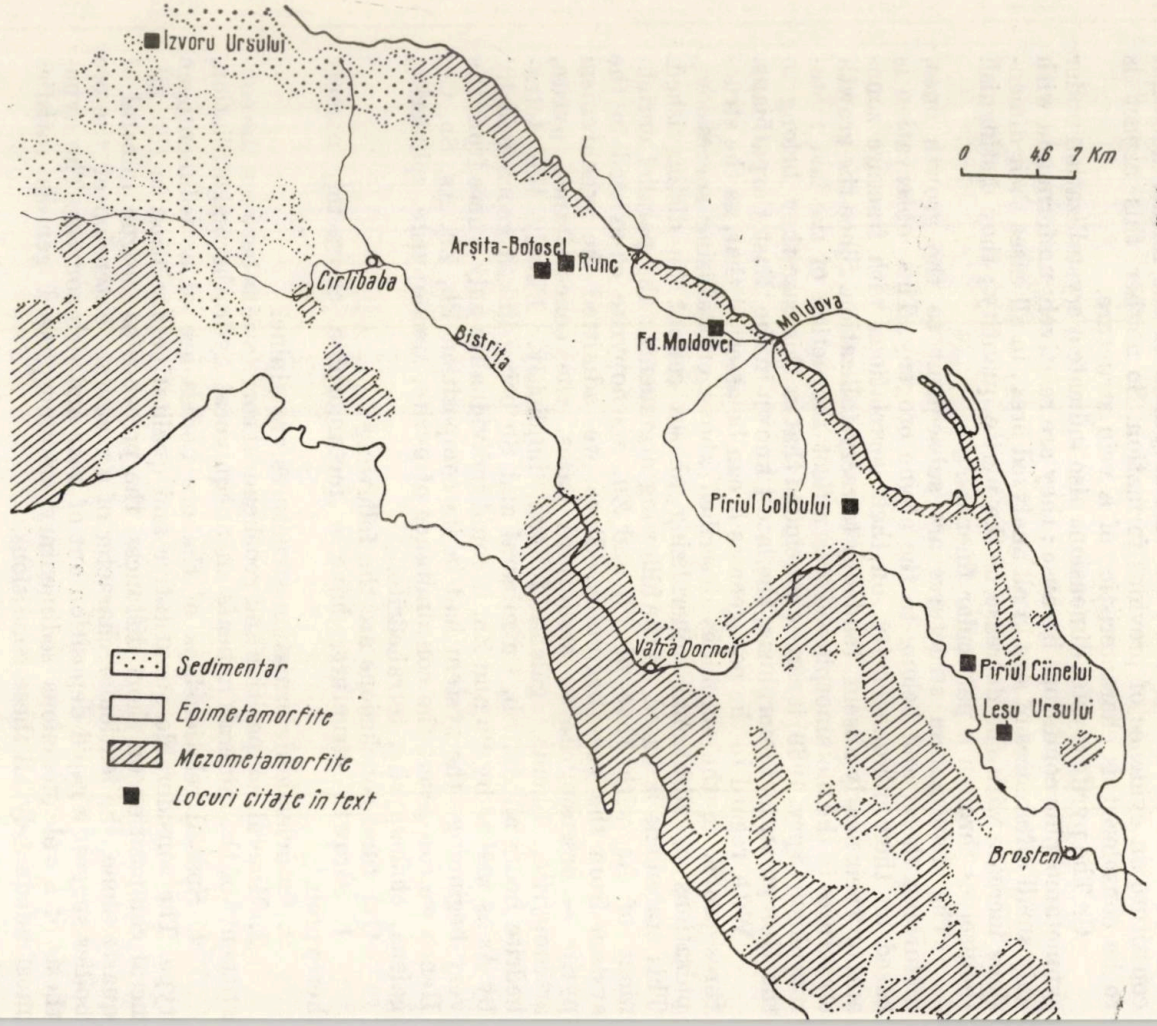


Fig. 1. — Schița geologică a cristalinului Carpaților Orientali.

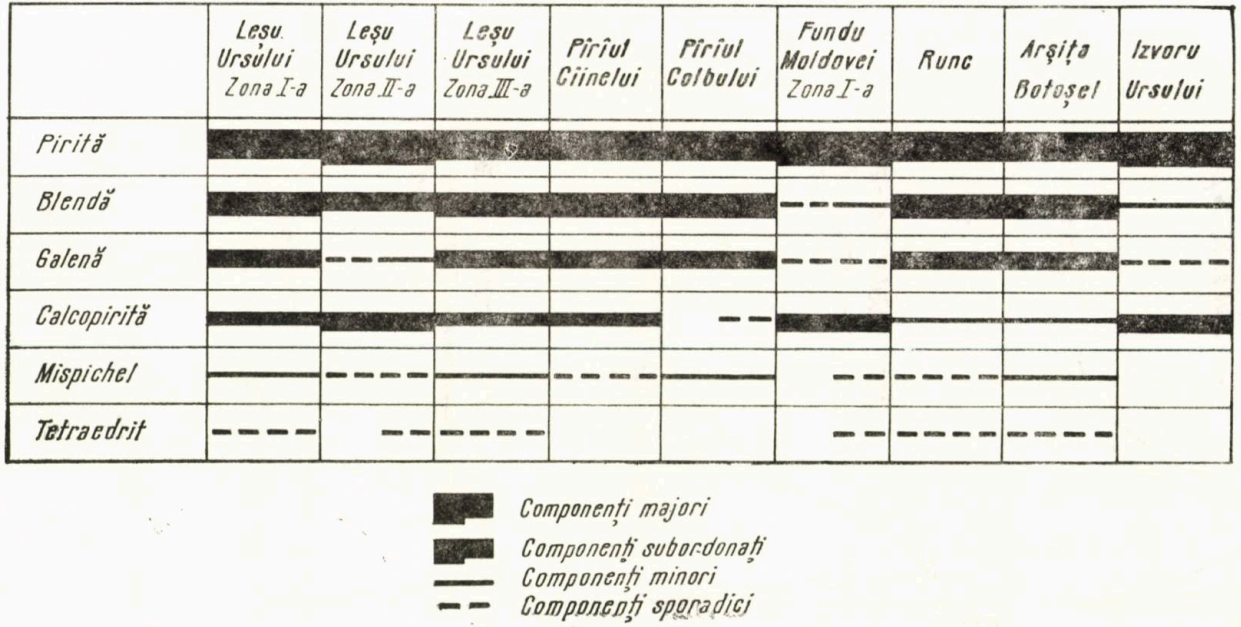
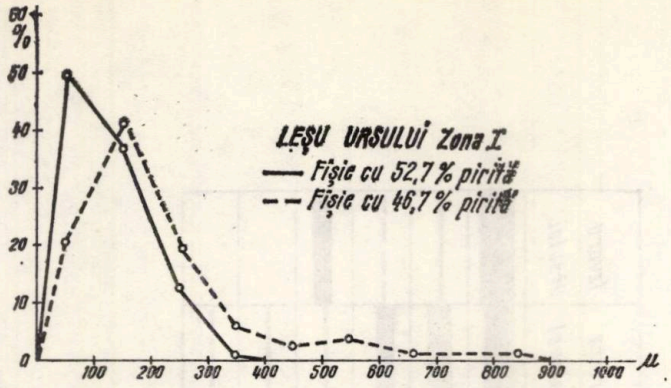
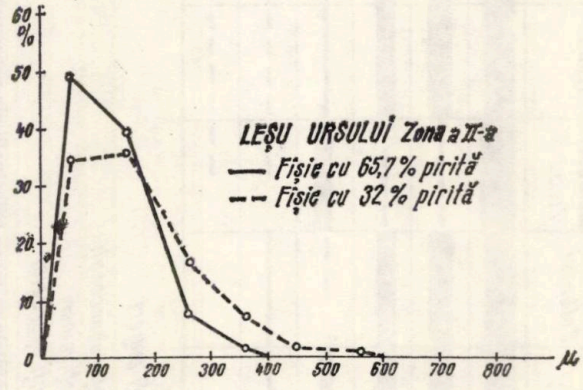
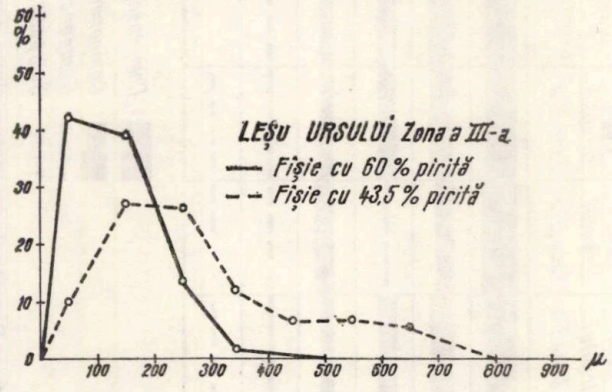
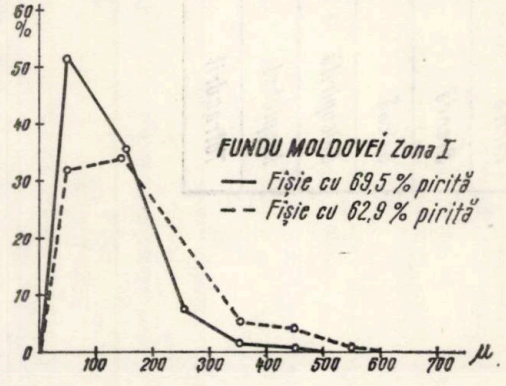


Fig. 2. — Raporturile cantitative dintre mineralele primare principale ale paragenezelor.


60 %
50
40
30
20
10
0
100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 μ
LEŞU URSULUI Zona I
Fişie cu 52,7 % piritǎ
Fişie cu 46,7 % piritǎ


60 %
50
40
30
20
10
0
100 200 300 400 500 600 700 800 μ
LEŞU URSULUI Zona a II-a
Fişie cu 65,7 % piritǎ
Fişie cu 32 % piritǎ


60 %
50
40
30
20
10
0
100 200 300 400 500 600 700 800 900 μ
LEŞU URSULUI Zona a III-a
Fişie cu 60 % piritǎ
Fişie cu 43,5 % piritǎ


60 %
50
40
30
20
10
0
100 200 300 400 500 600 700 μ
FUNDU MOLDOVEI Zona I
Fişie cu 69,5 % piritǎ
Fişie cu 62,9 % piritǎ

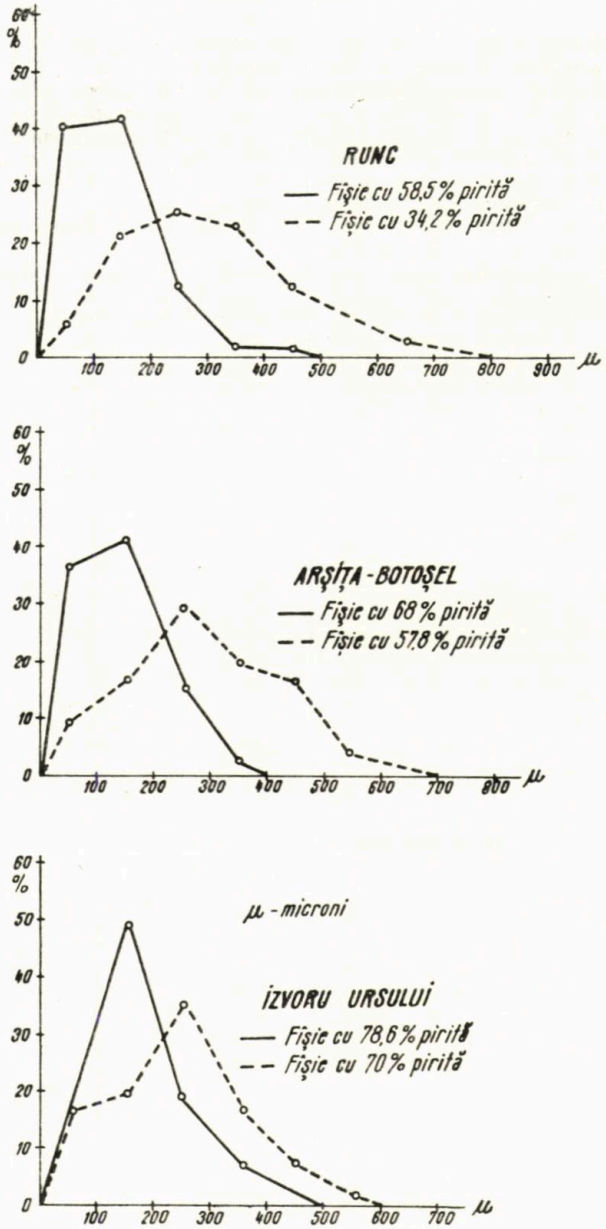


Fig. 3. — Relaţiile dintre cantităţile de pirită şi mărimile granulelor. În afară de Leşu Ursului unde s-au făcut măsurătorile pe două şlifuri, în celelalte cazuri măsurătorile s-au efectuat pe fişii diferite în acelaşi şlif.

BIBLIOGRAFIE

BETEHTIN A. G. (1953), *Curs de mineralogie*, Edit. tehnică, Bucureşti.

DEER W. A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1967), *Rock forming minerals*, 5, Longmans, Londra.

DIMITRESCU R. (1961), *Provincii şi epoci metalogenetice în R.P.R.*, Rev. min., **XII**, *6*.

GHEORGHIU C. (1953), *Noi ipoteze asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în şisturile cristaline*, Rev. Univ. „C. I. Parhon" şi a Polit. Buc., Seria şt. nat., *3*.

— (1958) *Consideraţii asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în şisturile cristaline din R.P.R.*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", Bucureşti, Seria şt. nat., *19*.

HARKER A. (1932), *Metamorphism*, Methuen, Londra.

KRÄUTNER H. (1963), *Zăcământul de sulfuri de la Muncelul Mic (Poiana Ruscă)*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, **II**, Bucureşti.

— (1965), *Consideraţii genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor orientali*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **X**, *1*.

PETRULIAN N., STECLACI LIVIA, SANDU D., OROVEANU FLORICA (1966 *a*), *Studiul mineralogic şi genetic al zăcământului polimetalic de la Leşul Ursului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **XI**, *1*.

— (1966 *b*), *Consideraţii geochimice asupra zăcământului polimetalic de la Leşul Ursului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **XI**, *2*.

POPESCU C. G. (1967), *Asupra raporturilor structurale dintre mineralele metalice şi nemetalice din zăcământul Bălan*, Rev. min., **XVII**, *12*.

SAMOILĂ I., POPA I. (1958), *Studiul calcografic al minereurilor complexe piritoase şi cuprifere de la Leşul Ursului*, Rev. min., **IX**, *1*.

— (1959), *Studiul calcografic al minereurilor complexe piritoase şi cuprifere de la Leşul Ursului*, Rev. min., **X**, *1*.

SAVUL M., POMÎRLEANU V. (1963), *Cercetări paleogeotermometrice asupra unor zăcăminte de minereuri şi formaţiuni cristaline din Carpaţii orientali*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, **II**, Bucureşti.

SOCOLESCU M. (1961), *Observaţii asupra metalogenezei şi zonalităţii în provinciile metalogenetice ale Carpaţilor orientali*, Rev. min., **XII**, *1*.

SPRY A. (1969), *Metamorphic textures*, Hazell Watson, Great Britain.

WINCHELL N. A., WINCHELL H. (1964), *Elements of optical mineralogy*, Wiley, New York.

WINKLER G. F.H. (1970), *Desfiinţarea faciesurilor metamorfice, introducerea a patru diviziuni din stadiul metamorfic şi a unei clasificări bazate pe izograde în rocile obişnuite*, Göttingen.

Primit în redacţie la 8 mai 1972

Laboratorul de mineralogie
Frasin, Gura Humorului

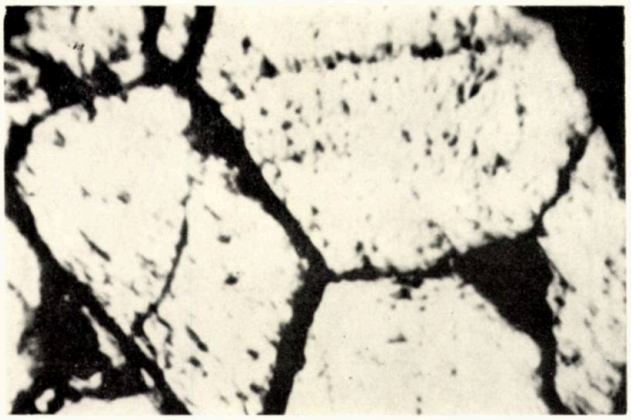


Fig. 1.—Plajă piritoasă cu indivizi poliedrici și îmbinări la puncte triple după unghiuri de 120°. 90 ×.

Fig. 2. — Porțiune bogată în minerale moi. Se remarcă idiomorfismul pregnant al piritei. 47 ×.

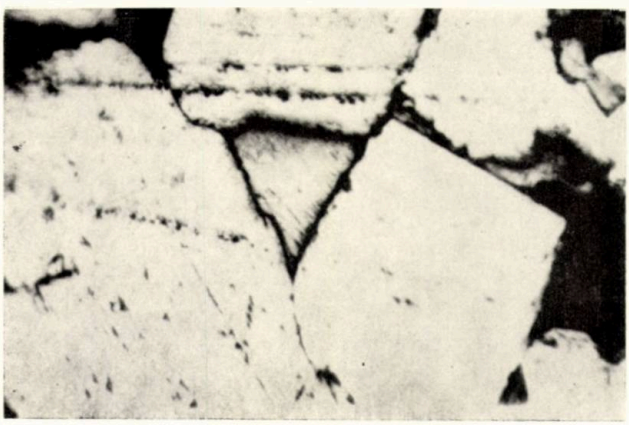


Fig. 3. — Calcopirită ocupînd spațiul mărginit de fețe rționale simple ce înlocuiește un punct triplu. 210 ×.

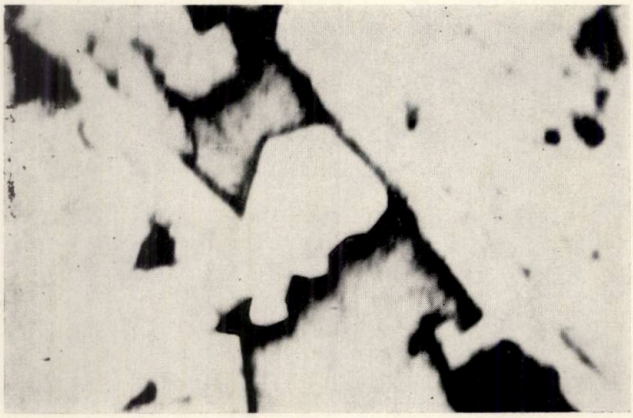


Fig. 4. — Calcopirită ocupînd un spațiu mărginit de fețe raționale multiple (în trepte). 210 ×.

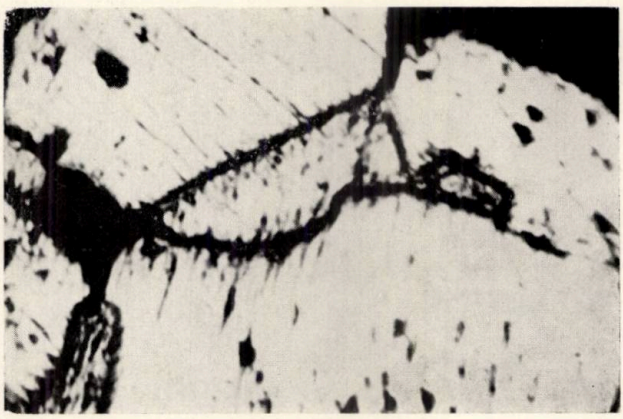


Fig. 5. — Calcopirită ocupînd un spațiu mărginit de o combinație între fețe raționale și curbe. 400 ×.

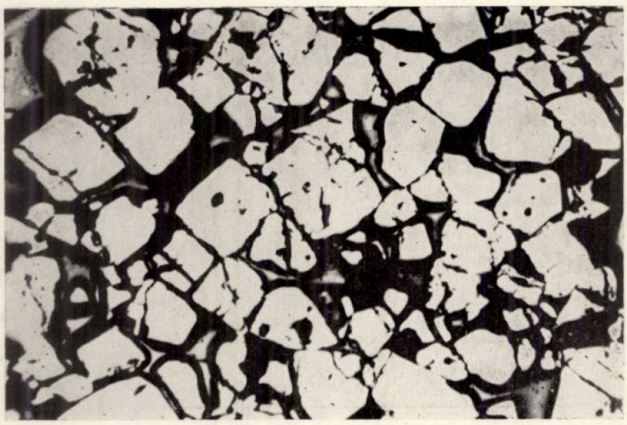


Fig. 6. — Creșterea idiomorfismului cristalelor de pirită cu creșterea cantității mineralelor moi. 90 ×.

Fig. 1. — Blendă cu contururi globulare în plajă de galenă. 210×.

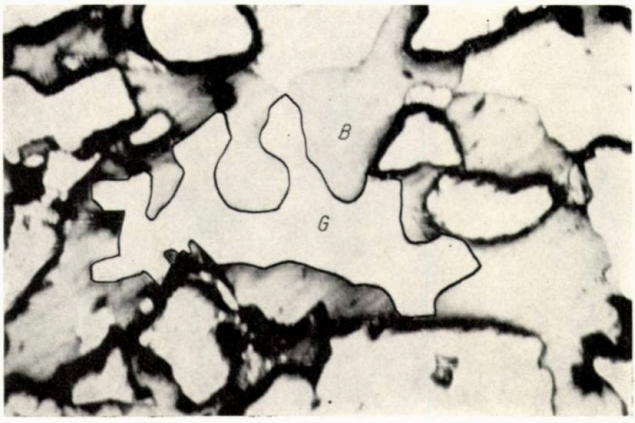


Fig. 2. — Galenă arborescentă în contact cu blendă. 210 ×.

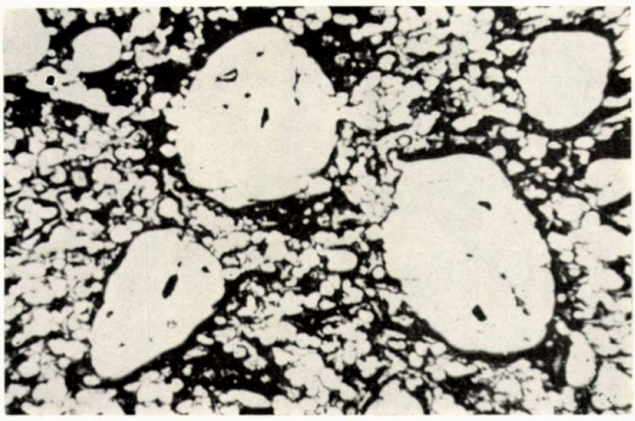


Fig. 3.—Porfiroclaste sferice de pirită în apropierea unei falii. 47 ×.

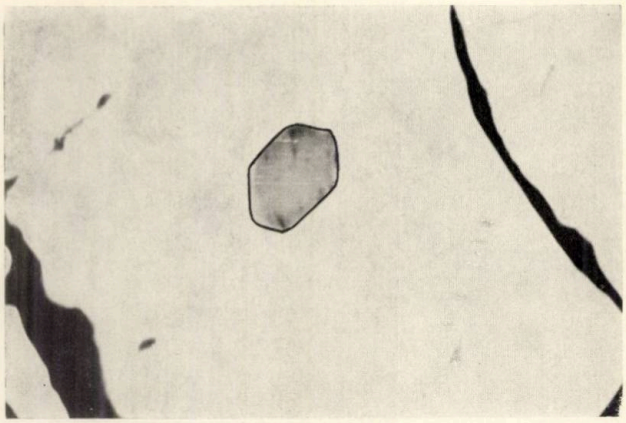


Fig. 4. — Incluziune de blenda cu contur poliedric în pirită. 210 ×.

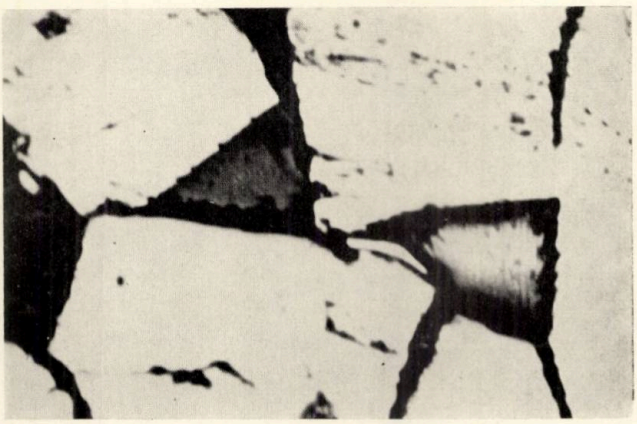


Fig. 5. — Spații ocupate de minerale moi ce nu pot fi întregite prin prelungirea fețelor piritei. 210 ×.

Fig. 6. — Minerale moi pe fisurile unui cristal de pirită cataclazat. Nu se observă substituție. 90 ×.

ROCILE METACARBONATICE ŞI SKARNELE DIN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII OLTEŢULUI (CARPAŢII MERIDIONALI)

DE

ALFRED C. SCHUSTER

55(05)

INTRODUCERE

Rocile carbonatice cu silicaţi magnezieni din sudul, sud-estul şi estul autohtonului Carpaţilor Meridionali apar discontinuu din valea Motrului la vest, pînă în valea Olteţului la est. Aceste roci au fost citate de Mrazec (1895), Murgoci (1899), Ionescu-Bujor (1913), Ghika-Budeşti (1934, 1940), Manolescu (1937), Paliuc (1937), Pavelescu (1963), Trifulescu şi colab. (1965)[1], Dragomir, Arsenescu[2], Drăghici şi colab. (1969). Aceşti autori au considerat silicaţii magnezieni din rocile carbonatice drept produse ale metamorfismului termic, generat de corpurile granitoide din regiune. Berza şi Gheorghiţescu (1970) arată că o parte din rocile carbonatice au fost skarnificate printr-un proces bimetasomatic, iar Savu (1970—1972) arată că silicaţii magnezieni s-au format în timpul metamorfismului de contact cinematic al orogenezei baicaliene.

Rocile carbonatice metamorfozate regional şi termic şi skarnele care fac obiectul acestei lucrări au fost cercetate de noi în bazinul superior al văii Olteţului, unde au dezvoltarea cea mai largă din toată aria de extindere a seriei de Lainici — Păiuş.

DESCRIEREA PALEOSOMULUI

Rocile cristalofiliene din sud-estul autohtonului danubian au fost grupate de Ghika-Budeşti (1940) în seria de Lainici — Păiuş. Ele apar pe clina sudică a Munţilor Parîng, într-un sinclinal care se dezvoltă din valea Olteţului spre sud-vest pînă la vest de Novaci, numit de Savu (1970) sinclinalul Arceşti — Olteţ.

---

[1] M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu (1963), *Raport geologic. Prospecţiuni geologice pentru grafit în regiunea bazinelor Galbenului şi Olteţului (Munţii Căpăţîna)*, arh. Inst. geol., Bucureşti.

[2] N. Dragomir, V. Arsenescu (1965), *Raport. Prospecţiuni geologice pentru grafit pe rama de sud a munţilor Parîng*, arh. Inst. geol., Bucureşti.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 87—100, Bucureşti, 1973

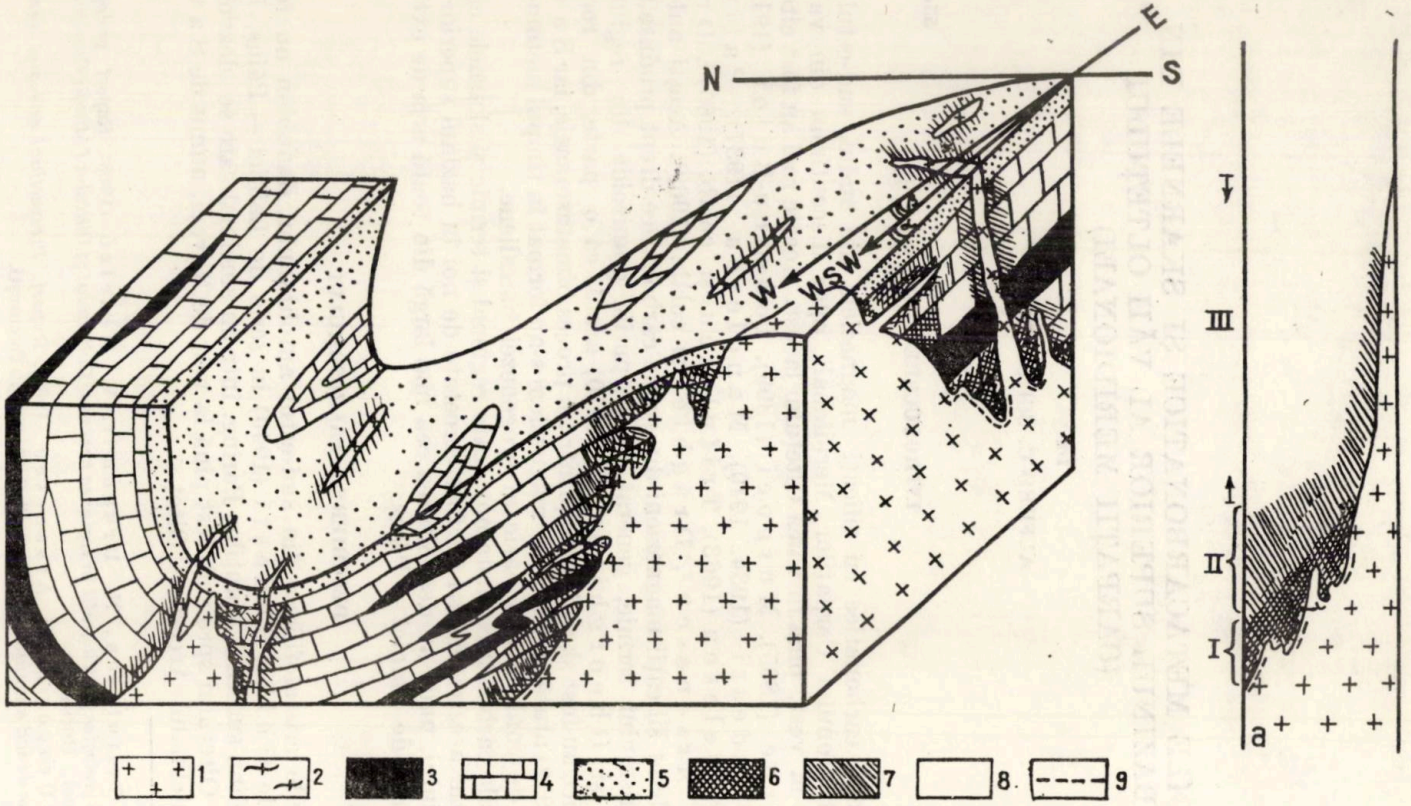


Fig. 1. — Blocdiagrama structurii majore a nivelului carbonato-grafitos.

a, Coloană sintetică cu repartiția spațială a zonelor. *I*, Zona internă; *II*, zona mediană; *III*, zona externă; *1*, granitoide; *2*, paragnaise; *3*, roci grafitoase; *4*, roci carbonatice; *5*, cuarțite și șisturi; *6*, zona internă; *7*, zona mediană; *8*, zona externă; *9*, endoskarn; $\alpha = 10° - 20°$ β = azimut 260°.

În baza seriei de Lainici — Păiuş se află un complex de gnaise biotitice cu almandin şi cuarţite, peste care stă complexul median, eterogen, format din gnaise, gnaise amfibolice, paragnaise şi şisturi grafitoase, paragnaise diferite, micaşisturi, calcare şi dolomite cristaline, cuarţite şi şisturi cuarţo-clorito-muscovitice. Urmează un complex format din paragnaise microgranoblastice şi cuarţite, care aparţin complexului superior al seriei, complex bine dezvoltat în regiunea situată la vest de perimetrul cercetat [3].

Rocile carbonatice apar în benzi şi fîşii lenticulare de dimensiuni diferite dispuse pe trei alinieamente (T r i f u l e s c u şi colab.) [4], asociate, respectiv, cu paragnaise şi şisturi grafitoase, gnaise şi şisturi cu amfiboli. Considerăm că aceste trei aliniamente, orientate NE—SV, au fost depuse într-un singur complex stratigrafic cutat într-un sinclinal în nord şi un anticlinal în sud, ambele cu vergenţa spre SE. În axul anticlinalului a fost pus în loc corpul granitoid Olteţ — Novaci (fig. 1).

Una din caracteristicile structurale din estul seriei de Lainici — Păiuş este că aceasta se afundă cu 10—20° spre SV, ceea ce s-a reflectat şi în modul punerii în loc a corpurilor granitoide de Olteţ — Novaci în sud (fig. 1) şi Bumbeşti — Gilort — Nedeia din nord.

Rocile carbonatice metamorfozate regional sînt constituite din calcare şi dolomite cristaline, albe, verzui sau cenuşii, textura lor este masivă sau şistoasă, iar dimensiunile granulelor variază de la mărimi submilimetrice la aproape un centimetru. Structura este granoblastică şi numai în nivele impure în care apar amfiboli şi mice structura devine granonematoblastică sau granoleipidoblastică. Mineralele care apar în paleosomul carbonatic sînt foarte variate, aceasta datorită compoziţiei primare eterogene a rocii sedimentare.

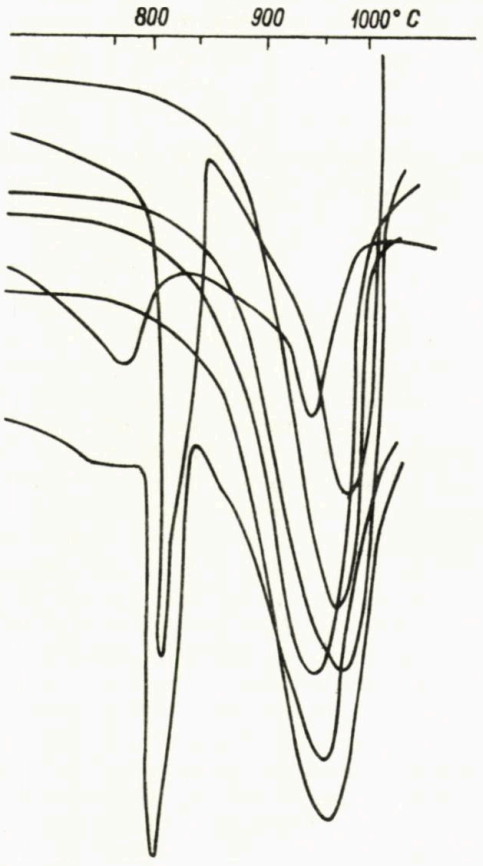


Fig. 2. — Diagrame DTA. Roci carbonatice din seria de Lainici — Păiuş.

Din analizele termodiferenţiale rezultă că în nivelele carbonatice ale seriei de Lainici — Păiuş apar dolomite şi calcare (fig. 2), dispuse în

[3] A. C. S c h u s t e r (1969), *Raport. Studii stratigrafice şi geologice asupra terenurilor cristalofiliene din versantul estic al rîului Olteţ, la nord de comuna Polovragi*, arh. Inst. geol., Bucureşti.

[4] *Op. cit.*, pct. 1.

diferite orizonturi de grosimi variate, fără a avea o dispoziție ritmică.

Gradul de impurificare a rocilor carbonatice a fost accentuat în culcușul și acoperișul stratelor, ceea ce dovedește o continuitate de sedimentare între diferitele nivele stratigrafice.

Mineralele determinate în paleosom sînt : calcit, dolomit, tremolit, hornblendă, hornblendă actinolitică, antofilit, talc, albit, muscovit, biotit, clorit, oligoclaz acid, cuarț, zircon, sfen, apatit, grafit, hematit (ferrit) și pirită, iar paragenezele :

(1) tremolit + calcit + cuarț
(2) tremolit + dolomit + calcit
(3) albit + muscovit + biotit

pot fi încadrate în stadiul metamorfic (3b) care se formează numai dacă conținutul în CO_2 din faza fluidă este mare (W i n k l e r, 1970).

CONSIDERAȚII ASUPRA NEOFORMAȚIUNILOR

Procesele metasomatice care au afectat rocile carbonatice au variat ca grad de intensitate în diferitele zone cercetate. Paragenezele mineralogice tipice din skarn ne-au permis separarea a trei zone, în care gradul de transformare a rocii primare scade de la interior spre exterior.

Zonele mai puternic afectate sînt situate în flancul normal al anticlinalului Arcești — Olteț, în axul căruia a fost pus în loc corpul granitoid Olteț — Novaci. Contacte directe între corpul granitoid și roca carbonatică au fost realizate îndeosebi în acest anticlinal. Sinclinalul este mult mai slab afectat de aceste procese datorită distanței mari față de corpul granitoid și faptului că în aria sinclinală rocile granitoide au fost puse în loc doar sub forma unor filoane și apofize de dimensiuni reduse (fig.1).

Factorii care au influențat creșterea intensității proceselor de skarnificare de la exterior spre interior și implicit și diferențierea celor trei zone se datorează :

— prezenței corpului granitoid în axul anticlinalului ;

— poziției rocilor carbonatice în anticlinal sau sinclinal, știind că în anticlinale cu sau fără nucleu granitoid izogradele de metamorfism se ridică în zone stratigrafic superioare ;

— posibilităților mai accentuate de migrare ale soluțiilor magmatice și postmagmatice în anticlinal, mai tectonizat decît sinclinalul.

Zona internă (I) cea mai puternic afectată de procesele metasomatice se dezvoltă în jurul corpului granitoid și în părțile inferioare ale apofizelor și filoanelor asociate plutonului (fig. 1a). Această zonă variază în grosime de la cîțiva metri la peste 100 metri.

Un rol important în această direcție l-a jucat temperatura degajată de corpul granitoid. La contactul direct cu granite sau granodiorite calcarele cristaline sînt numai recristalizate, iar dolomitele au fost metamorfozate într-o primă fază termic și ulterior skarnificate.

Zona mediană (a II-a) se dezvoltă la exteriorul zonei interne sau în părțile mai îndepărtate de corpul granitoid, îndeosebi acolo unde roca intrusivă este în contact direct cu rocile de origine detritică-pelitică (paragnaise, cuarțite și șisturi), peste care stau rocile carbonatice, care se situează la cîțiva zeci de metri de plutonul granitoid.

Zona externă (a III-a) este cea mai extinsă şi apare îndeosebi în partea centrală a sinclinalului Arceşti — Olteţ. În această zonă nu se recunosc efectele metamorfismului termic şi pirometasomatic, caracteristice zonelor interne şi mediane, şi apar numai înlocuiri cauzate de faza metasomatică hidrotermală. De asemenea s-a constatat că în jurul unor falii majore vechi, care afectează rocile carbonatice, a avut loc o puternică transformare a acestora (fig. 3). Şi în acest caz se observă o zonalitate

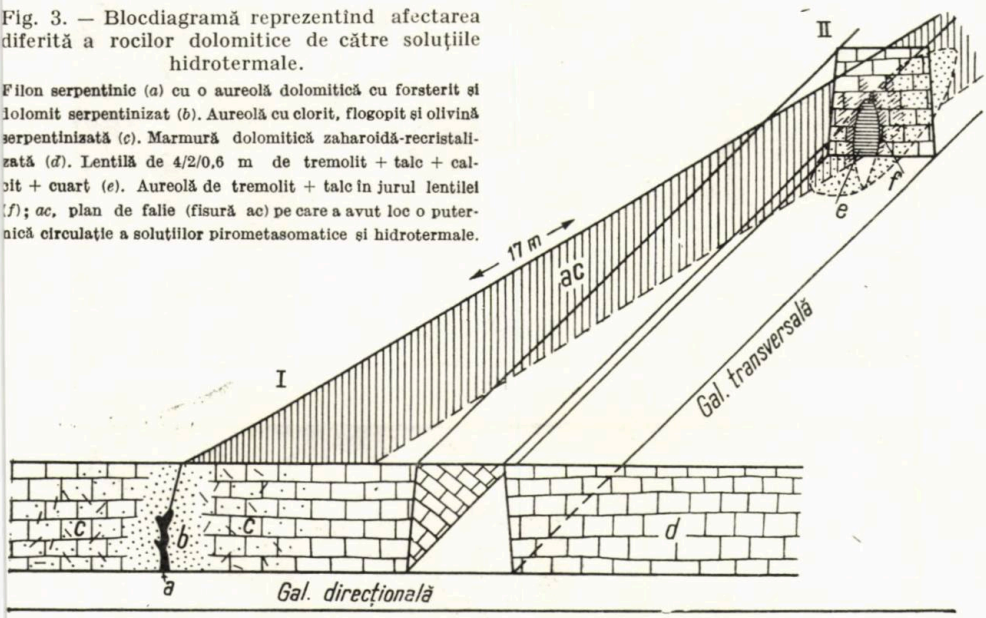


Fig. 3. — Blocdiagramă reprezentînd afectarea diferită a rocilor dolomitice de către soluţiile hidrotermale.

Filon serpentinic (*a*) cu o aureolă dolomitică cu forsterit şi dolomit serpentinizat (*b*). Aureolă cu clorit, flogopit şi olivină serpentinizată (*c*). Marmură dolomitică zaharoidă-recristalizată (*d*). Lentilă de 4/2/0,6 m de tremolit + talc + calcit + cuarţ (*e*). Aureolă de tremolit + talc în jurul lentilei (*f*); *ac*, plan de falie (fisură ac) pe care a avut loc o puternică circulaţie a soluţiilor pirometasomatice şi hidrotermale.

asemănătoare celei descrise mai sus, dar de dimensiuni reduse, paragenezele caracteristice zonelor respective fiind subordonate cantitativ.

În zonele contactului termic şi de skarn apar pe lîngă mineralele din paleosom recristalizate (calcit şi dolomit) şi următoarele minerale de neoformaţiune metasomatică: diopsid, salit, forsterit, granaţi, flogopit, tremolit, actinot, antofilit, pargasit, clorit, talc, clinohumit, oligoclaz bazic, andezin, albit, cuarţ, pistacit, zoizit, clinozoizit, antigorit, crisotil, skapolit, pirită, hematit (ferrit) şi zeoliţi.

Paragenezele tipice pentru zona internă sînt:

(4) diopsid + dolomit
(5) diopsid + dolomit + grandite
(6) diopsid + dolomit + andezin (sau oligoclaz bazic).

Zona mediană se caracterizează prin prezenţa olivinei (forsterit). Paragenezele caracteristice sînt:

(7) diopsid + forsterit
(8) forsterit + calcit
(9) diopsid + forsterit + tremolit
(10) forsterit + calcit + dolomit.

În ambele zone, mineralele formate într-o fază metasomatică magmatică sau postmagmatică fluidă au fost sporadic înlocuite într-o a treia fază metasomatică tardivă.

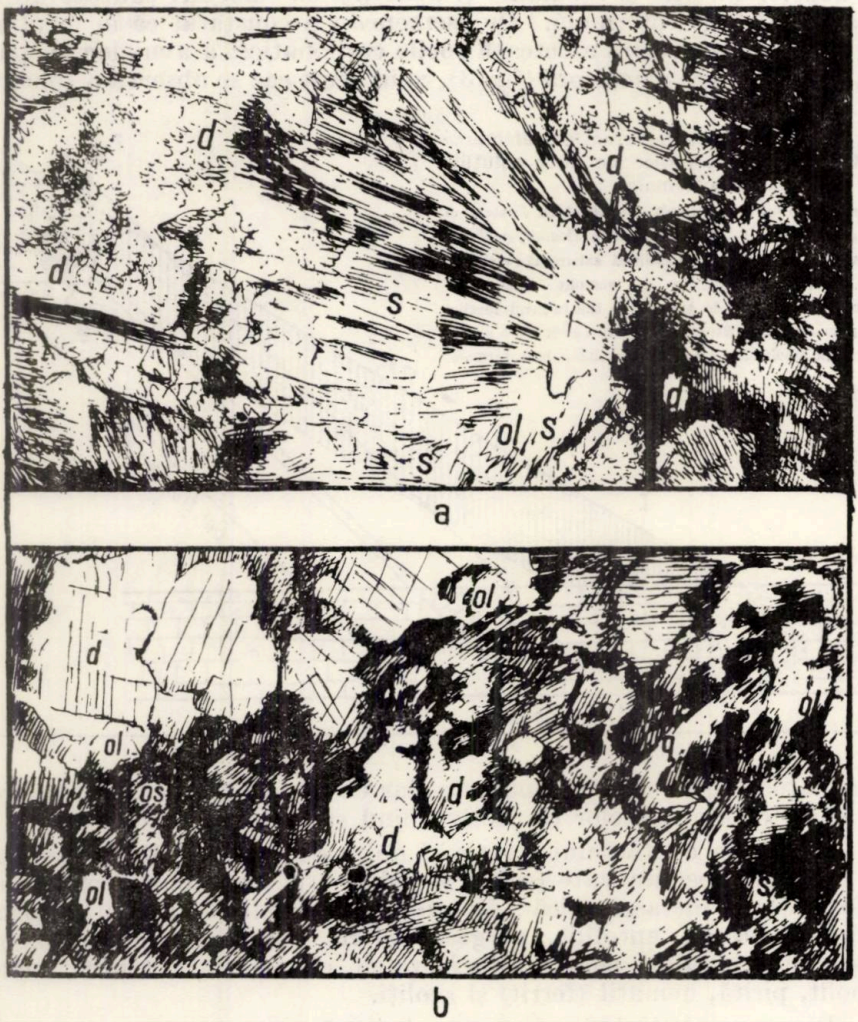


Fig. 4. a. — Serpenitizarea dolomitei (*d*). Dintr-un cristal (nucleu) de forsterit serpentinizat (*ols*) înaintează ace de antigorit spre dolomit. În partea dreaptă a schiței se observă serpentinizarea forsteritului din spațiile intergranulare spre centrele cristalelor.

b. — Forsterit serpentinizat în întregime (*s*) sau numai în zonele marginale; dolomitul nu este afectat de serpentinizare.

În faza a treia (hidrotermală), granditele au fost transformate în pistațit, plagioclazul în clinozoizit, diopsidul și salitul în tremolit, respectiv, actinot, olivina și dolomitul în serpentinit (fig. 4). De asemenea s-au mai format pe seama mineralelor magneziene din paleosom sau neosom flogopit, clorit, clinohumit, antofilit, talc, calcit, albit, scapolit.

Mineralele de skarn formate pe seama altor minerale de neoformaţiune sau minerale din paleosom formează pseudomorfoze după un singur mineral, sau pe seama mai multor minerale, fără a fi influenţat de habitusul mineralelor şi limitele dintre acestea (fig. 5).

Datorită gradului diferit de intensitate a proceselor metasomatice, substituţiile mineralelor vechi cu alte noi au avut uneori un caracter izolat,

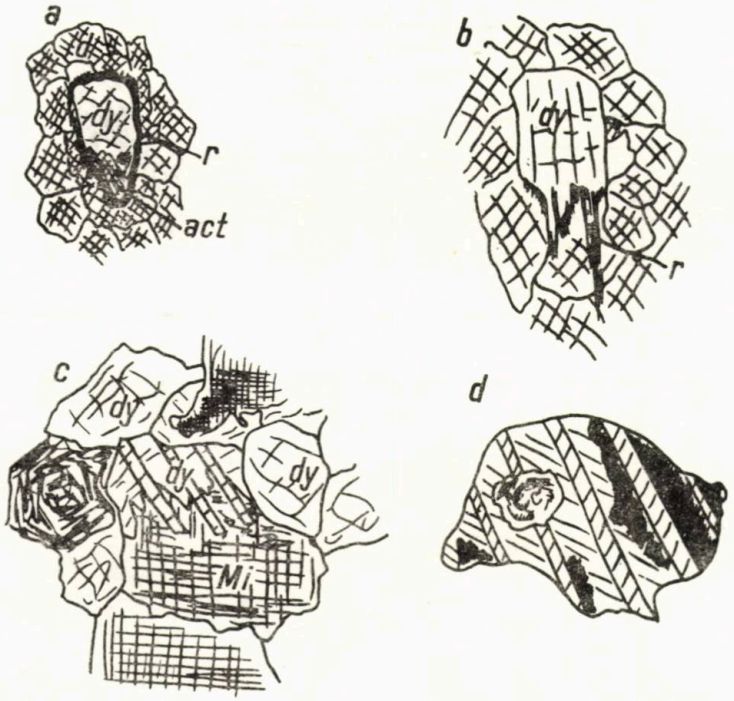


Fig. 5a. — Diopsid (*dy*) format pe seama dolomitei (*d*). În faza hidrotermală diopsidul trece în actinot (*act*); *r*, zonă de reacţie. b. — Diopsid (*dy*) format pe seama dolomitei. Zona de reacţie (*r*) indică direcţia de creştere a diopsidului, care nu ţine cont de dimensiunile şi contururile mineralelor pe seama cărora se formează. c. — Diopsid cu clivaj relict după dolomit, afectat metasomatic de microclin. În cazul din schiţă, înlocuirea s-a făcut selectiv, numai în lamelele de maclă cu aceeaşi orientare. d. — Dolomit maclat, serpentinizat selectiv.

alteori transformările au cuprins lentile întregi, de ordinul metrilor, dînd naştere unor diopsidite sau serpentinite formate pe seama dolomitului. Într-o zonă de falie am întîlnit două lentile de serpentinit (antigorit ± crisotil) formate pe seama a două budine de dolomit de dimensiuni metrice. Cazuri asemănătoare au fost descrise de Dres cher-Kaden (1969) din Alpi.

SUCCESIUNEA FAZELOR METASOMATICE

Mineralul de skarn predominant este diopsidul; acesta apare în pseudomorfoze după dolomit, maclele dolomitului păstrîndu-se uneori

în structura mineralului nou, care apare atît fenoblastic ca şi în granule mici de dimensiuni submilimetrice. În ambele cazuri pot apare diopsidite cu o textură în mozaic.

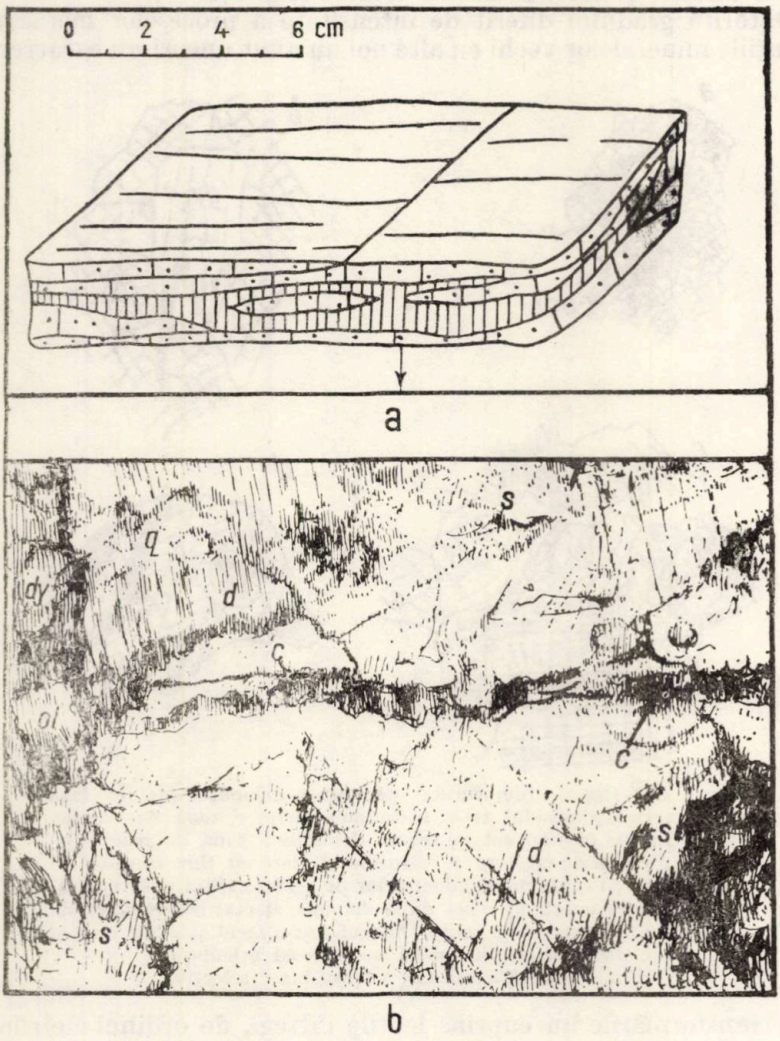


Fig. 6. — Filon de crisotil în dolomit. *a*, Eşantion. *b*, Văzut la microscop : *ol*, olivină serpentinizată ; *d*, dolomit ; *s*, antigorit ; *dy*, diopsid ; *c*, crisotil.

În timpul procesului general de migmatitizare a seriei de Lainici — Păiuş au avut loc înlocuiri metasomatice a unor fenoblaste de diopsid, situate spaţial în imediata apropiere a contactului între roca granitoidă şi cea carbonatică. Înlocuirea diopsidului a fost totală sau parţială, iar în acest caz în parageneză cu diopsid a apărut feldspat potasic (microclin), oligoclaz bazic, andezin şi cuarţ. O parte dintre cristalele de diopsid,

olivină şi grandit n-au fost înlocuite metasomatic de către minerale componente ale corpului granitoid, cu toate că apar în imediata apropiere a acestuia. Această situaţie, ca şi observaţiile arătate mai sus ne-au dus la concluzia că prima fază este rezultatul metamorfismului termic şi s-a realizat cu puţin înaintea punerii în loc a corpului granitoid, mineralele caracteristice fiind diopsid şi tremolit. Ulterior, paleomineralele şi primele neominerale au fost înlocuite de feldspaţii generaţi de corpul granitoid.

Skarnificarea cea mai intensă a rocilor carbonatice a avut loc într-o fază postmagmatică care s-a suprapus peste zona metamorfozată termic şi a afectat puternic o fîşie groasă de zeci de metri în care predomină diopsidul, în general de dimensiuni reduse, şi care apare întotdeauna în parageneză cu dolomit şi cu metasomatite de origine postmagmatică hidrotermală. Efectul procesului pirometasomatic a fost observat şi în jurul filoanelor şi apofizelor. În zona mediană apare pe lîngă diopsid, forsterit, calcit, dolomit, tremolit mai rar şi pargasit.

În ultima fază metasomatică, cea postmagmatică hidrotermală, s-au format flogopit, clorit, antigorit, crisotil, tremolit, actinot, talc, antofilit, clinozoizit, epidot, skapolit şi zeoliţi, înlocuind formaţiunile pirometasomatice, mineralele din paleosom şi uneori feldspaţii proveniţi din magma granitoidă.

În prima fază de skarnificare, substituţia metasomatică s-a efectuat printr-un proces de difuziune, pe cînd în fazele postmagmatice predomina procesul de infiltraţie. Migrarea soluţiilor s-a făcut de-a lungul planelor de falie sau de clivaj şi de-a lungul fisurilor. În jurul acestor suprafeţe de discontinuitate se recunosc şi zone de difuziune, dar numai pe distanţe mici, de ordinul centimetrilor. Alteori se formează de-a lungul acestor plane minerale noi, îndeosebi crisotil, format prin transformarea forsteritului care uneori formează filonaşe de 10—20 cm, cristalele fiind dispuse perpendicular pe direcţia fisurii şi au lungimi pînă la 4 mm (fig. 6a, b).

Pe lîngă căile de acces enumerate, compoziţia primară a rocilor carbonatice şi a soluţiilor care au circulat pe aceste căi în timpul realizării proceselor de infiltraţie şi difuziune, un rol important l-a avut şi factorul „Durchbewegung" (D r e s c h e r — K a d e n, 1969) care a afectat formaţiunile cristalofiliene ale seriei de Lainici — Păiuş.

CONSIDERAŢII ASUPRA CONDIŢIILOR FIZICO-CHIMICE DIN TIMPUL METAMORFISMULUI REGIONAL ŞI PROCESELOR METASOMATICE

Paragenezele mineralogice tremolit + calcit + cuarţ, tremolit + dolomit + calcit şi albit + muscovit + biotit, întîlnite în rocile carbonatice metamorfozate regional şi neafectate ulterior de procese metasomatice, ne-au dus la concluzia că aceste parageneze s-au realizat în stadiul metamorfic mediu (3b) (W i n k l e r, 1970), acestea formîndu-se, după acelaşi autor, numai dacă conţinutul în CO_2 din faza fluidă din timpul metamorfismului regional este mai mare, ceea ce este de presupus în cadrul nivelelor carbonatice studiate. Tot W i n k l e r (1970) arată că izogradul „tremolit + calcit" este mai ridicat decît izogradul apariţiei staurolitului, deci putem admite că în nivelul stratigrafic al rocilor carbonato-

grafitoase din estul seriei de Lainici —Păiuş au existat în timpul metamorfismului regional condiţii caracteristice faciesului amfibolitelor, intermediar între faciesul de tip Barrow (B.2.1) şi Abukuma (A.2.1) (Winkler, 1967), însă mai apropiat de ultimul (Savu, 1970).

În zona internă şi cea mediană (I şi II) afectate de metamorfismul termic şi pirometasomatic, izogradele caracteristice sînt: forsterit + talc şi diopsid + calcit, ceea ce indică o creştere a temperaturii cu aproximativ 40°C faţă de sectorul în care apare izogradul tremolit + calcit, şi că presiunea a fost constantă, de 4—6 Kb (Metz, din Winkler, 1970). Ridicarea temperaturii la aceeaşi presiune trebuie atribuită punerii în loc a granitoidului de Novaci — Olteţ [5] din perimetrul cercetat. Deci temperatura minimă de formare a acestor skarne a fost în jur de 590°C ± ±30°C la 4 Kb. sau 600°C ± 20° C la 7 Kb. corespunzînd unei adîncimi între 7 şi 11 km. Temperatura de formare a paragenezei diopsid + calcit urcă pînă la 640°C la 5 Kb., ceea ce corespunde faciesului corneenelor cu hornblendă sau izogradului sillimanit-andalusit din stadiul mediu de metamorfism (Winkler, 1970) (fig. 7). Considerăm că presiunile XCO_2 au atins valori între 0,5 şi 1,0, ceea ce permite apariţia paragenezelor de T şi P ridicate la adîncimi relativ mici.

Menţinerea paragenezei diopsid + calcit în zonele adînci, ca şi lipsa wollastonitului la temperaturile existente la aceste adîncimi indică o presiune scăzută (4—6 Kb.), presiune stabilită şi de Savu (1970) şi Berza şi Gheorghiţescu (1971), ceea ce confirmă că în aria de dezvoltare a autohtonului danubian din versantul sudic al Munţilor Parîng metamorfismul regional s-a ridicat iniţial pînă la faciesul amfibolitelor cu almandin. Creşterea temperaturii generată de intruziunea plutonilor granitoizi la o presiune constantă a determinat ridicarea faciesului metamorfic la nivelul andalusit-sillimanit, acesta corespunzînd nivelului diopsid-calcit din orizontul cu roci carbonatice.

Parageneza tremolit + calcit din ectinitele carbonatice confirmă ipoteza că seria de Lainici —Păiuş a fost metamorfozată în faciesul amfibolitelor (Pavelescu, 1963). Putem preciza că acest metamorfism a avut loc la nivelul subfaciesului staurolit-almandin la presiuni între 4,5 şi 5,5 Kb.

Comparînd aceste date cu cele stabilite de Savu (1970) şi Berza [6] putem susţine că metamorfismul seriei de Lainici — Păiuş a fost constant în versantul sudic al Masivului Parîng.

Ultima fază metasomatică, cea hidrotermală, a avut loc la temperaturi sub 500°C, ceea ce este dovedit de prezenţa mineralelor serpentinice, calcit şi cuarţ, toate formate la temperaturi mai joase decît cea amintită mai sus.

---

[5] A. C. Schuster (1970), *Raport. Studiul geologic şi structural al rocilor cristalofiliene şi granitoide din perimetrul valea Olteţului — valea Recea (Oltenia de nord)*, arh. Inst. geol., Bucureşti.

[6] T. Berza (1972), *Raport. Studiul mineralogic şi petrografic al masivului Tismana, între valea Tismana şi valea Motrului*, arh. Inst. geol., Bucureşti.

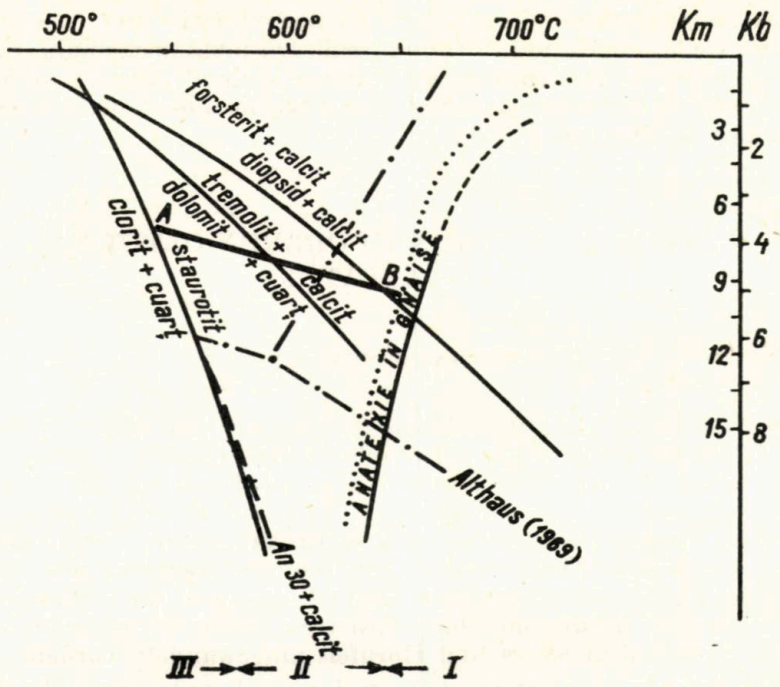


Fig. 7. — Izograde în „stadiu mediu" de metamorfism (după W i n k l e r, 1970).
A — B, izolinia proceselor metamorfice şi metasomatice la nivelul rocilor carbonato-grafitoase.
I, zona internă; *II*, zona mediană; *III*, zona externă.

CONCLUZII

Skarnele apocarbonatice din valea Olteţului sînt legate genetic şi paţial de intruziunile corpului granitoid (predominant granodioritic) de)lteţ — Novaci, pus în loc în timpul orogenezei baicaliene. În aureola de ontact s-au separat trei zone de exoskarn, după gradul de intensitate al ransformărilor, zona internă fiind cea mai îngustă; endoskarne apar rar i subordonat, avînd întotdeauna dimensiuni reduse, de ordinul centinetrilor.

Din punct de vedere cronologic am separat trei faze : o fază termometamorfică (primară) şi două faze metasomatice. Principalul produs al azei termometamorfice este diopsidul, pe lîngă care apare şi tremolit.)upă punerea în loc a corpului granitoid a urmat etapa postmagmatică irometasomatică succedată de o fază metasomatică hidrotermală.

Mineralele caracteristice fazei pirometasomatice sînt forsterit, diopsid grandite, iar flogopit, clorit, antigorit, tremolit, actinot şi altele au ezultat prin transformarea mineralelor mai vechi în faza hidrotermală. radul de transformare metasomatică a fost direct influenţat de compoţia soluţiilor şi a rocilor carbonatice, de căile de acces a soluţiilor, tempetură şi presiune (P_{CO_2}) şi de factorul „Durchbewegung".

Temperaturile de formare a acestor skarne variază între 590 şi 40°C la o presiune între 4 şi 6 Kb., corespunzînd unei adîncimi de 7 —

—11 km, temperatura minimă fiind cu aproximativ 40°C mai ridicată decît temperatura existentă în timpul realizării metamorfismului regional. Aceste rezultate completează datele stabilite şi de alţi autori, astfel că se poate aprecia că metamorfismul regional şi termic a fost constant pe toată clina sudică a Munţilor Parîng.

MARMOR UND SKARN IM OBEREN OLTEŢ TAL (SÜDKARPATEN)

ZUSAMMENFASSUNG

Der im Olteţ-Tal aufgeschlossene Marmor und Skarn bilden den untern Horizont des mittleren Komplexes der Lainici — Păiuş — Serie im Autochthon (Danubikum) der Südkarpaten. Es treten drei Marmor — Graphit — Horizonte auf, die unseres Erachtens einem einzigen stratigraphischen Komplex angehören, (oberes Präkambrium), der in der Baikal — (Assyntischen) Orogenese aufgefalten und regional metamorphosiert wurde. In derselben orogenen Etappe drangen die Granit körper des Danubikums in die metamorphosierten Sedimentgesteine ein, so dass diese zum Teil in Skarn und Hornfels umgewandelt wurden.

In dem mehr oder weniger reinem Marmor konnten drei Skarnzonen unterschieden werden. In jeder dieser Zonen war die Intensität der Skarnbildung verschieden, wobei die dem Granitkörper am nächsten gelegene Zone thermisch und metasomatisch am stärksten beeinflusst wurde.

Die Skarnbildung fand in drei aufeinanderfolgenden Phasen statt. Zuerst wurden der Dolomit und Kalkspat-Dolomit-Marmor durch das Eindringen der Granodioritmasse in die noch plastischen kristallinen Schiefer der Lainici — Paiuş — Serie z.T. thermisch in Kalksilikatfels umgewandelt. Diese treten nur untergeordnet in der unmittelbaren Kontaktzone zwischen dem karbonatischen Gestein und dem granitoiden Magma als ein zentimeter breiter Saum auf.

Es folgte eine pyrometasomatische Skarnbildungsphase die die Produkte der ersten Phase z. T. umwandelte, während die letzte Umwandlung einer hydrothermalen Phase zuzuschreiben ist. In dieser Phase wurden sowohl Paleominerale als auch Neominerale der zwei vorhergehenden Phasen umgewandelt.

In der ersten Phase erfolgte die Mineralumwandlung durch einen Diffusionsprozess, während in den darauffolgenden Phasen ein Infiltrationsprozess vorherschte.

In der ersten kontaktmetamorphen Phase bildeten sich vor allem Diopsid, untergeordnet auch Tremolit. Während des Eindringens des sauren Magmas und der migmatitisirung und granitisirung der kristallinen Schiefer wurden in den schon z.T. thermisch in Kalksilikatfels umgewandelten Marmorschichten sowohl regionalmetamorph als auch neu gebildete Minerale metasomatisch von Mikroklin, saurem Oligoklas und Quarz verdrängt.

Die typischen in der pyrometasomatischen Phase gebildeten Mineralparagenesen sind: Forsterit + Kalkspat, Forsterit + Diopsid, Diopsid + Foresterit + Kalkspat, Diopsid + Forsterit + Tremolit und Diopsid + Grandit.

Die Skarnminerale als auch die primär regionalmetamorph gebildeten Minerale des Marmors wurden von der metasomatisch hydrothermalen Phase ebenfalls umgewandelt, wobei sich vorwiegend Chlorit, Phlogopit, Aktinolith, Tremolit, Antigorit, Chrysotil und Pyrit bildeten.

Die metasomatischen Umwandlungen sind räumlich sowohl qualitativ als auch quantitativ sehr verschieden. Dieses ist mehreren Faktoren zuzuschreiben und zwar: der vorherrschenden Temperatur, dem internen Gasdruck (PCO_2), der chemischen Zusammensetzung der zirkulierenden Lösungen und der des Marmors, so wie den gegebenen Zirkulationsmöglichkeiten auf Bruchlinien und Klüften, in intergranularen Räumen etc., so wie einer intensieven „Durchbewegung" während der thermometasomatischen Phase.

Die Druck- und Temperaturverhältnisse der Regionalmetamorphose entsprachen dem „Staurolith in" Isograd (Winkler 1970), entsprechend der Staurolith-Almandin Subfazies des Almandin-Amphibolit Fazies.

Das syn- und tardeorogen eingedrungene granitoide Magma erhöhte die während der Regionalmetamorphose existierende Temperatur in der Kontaktzone um rund 40°C bei gleichbleibendem Druck. In unmittelbarer Nähe der Kontaktzone erreichte die Temperatur Werte von rund 640°C bei 5 Kb. bei einer Teufe von 5—9 Km, Bereiche in denen die Paragenese Diopsid + Kalspat stabil blieb, während in größerer Entfernung vom Granitoidkörper die Temperatur allmählich sank und in der mittleren Zone die Paragenese Forsterit + Kalkspat stabil wurde.

Dieselben Druck-Temperaturverhältnisse wurden im südlichen Teil des Parîngu—Vulcan-Gebirgszug auch von andern Autoren festgestellt. Dieses beweist, daß in den tieferen Lagen der Lainici — Păiuş-Serie des Danubikums die Werte der Regional- und Thermometamorphose der Baikal (Assyntischen) Orogenese konstant waren.

BIBLIOGRAFIE

Berza T., Gheorghiţescu D. (1970), *Asupra prezenţei unor skarne mineralizate în valea Tismanei*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **15**, *2*.

Drăghici C., Drăghici Olga, Schuster A. (1969), *Caracterele petrografice ale zăcămintelor de grafit din bazinul Olteţului (Carpaţii Meridionali)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **14**, *1*.

Drescher-Kaden F. K. (1969), *Granitprobleme*, Akademie Vlg., Berlin.

Ghika-Budeşti St. (1934), *Études géologiques et pétrographiques dans les Munţii Lotrului. Carpathes Méridionales, Roumanie*, An. Inst. geol., **XVI**.

— 1940, *Les Carpathes Méridionales centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et Negoi*, An. Inst. geol., **XX**.

Manolescu G. (1937), *Étude géologique et pétrographique dans les Munţii Vulcan (Carpathes Méridionales, Roumanie)*, An. Inst. geol., **XVIII**.

Mrazec L. (1895), *Considérations sur la zone centrale des Carpathes Roumaines*, Bull. Soc. Sci. Phys., *5—6*.

Murgoci M. G. (1899), *Dare de seamă de cercetare geologică în vara 1898. Grupul superior al cristalinului masivului Parîng*, Bul. Soc. ing. ind. min., An III.

PALIUC G. (1937), *Étude géologique et pétrographique du Massiv Parîng et des Munţii Cîmpii (Carpaţii Meridionali)*, An. Inst. geol., **XVIII**.

PAVELESCU L. (1963), *Contribution à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophylliennes dans la partie centrale et orientale de l'autochtone danubien*, Asoc. geol. carp.-balc. (Congr. V), **II**, Bucureşti.

SAVU H. (1970), *Structura plutonului granitoid de Şuşiţa şi relaţiile sale cu formaţiunile autohtonului danubian (Carpaţii Meridionali)*, D. S. Com. geol., **LVI**/5, Bucureşti.

— CECILIA VASILIU, CONSTANŢA UDRESCU (1972), *Studiul petrologic şi geochimic al granitoidelor sinorogene şi tardiorogene din zona plutonului de Şuşiţa (Carpaţii Meridionali)*, An. Inst. geol., **XXXIX**, Bucureşti.

TRIFULESCU M., DRAGOMIR N., NEDELCU V. (1965), *Studiul petrografic al zăcămîntului de grafit din valea Olteţului*, D.S. Com. geol., **LII**/3.

WINKLER H. G. F. (1967), *Die Genesis der metamorphen Gesteine*, Springer Vlg., Berlin, Heidelberg, New York.

— (1970), *Abolation of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isograds in common Rocks*, N. Jahrb. Miner., 5, Stuttgart.

Primit în redacţie la 15 noiembrie 1972

Institutul geologic

ILVAITUL DIN SKARNELE DE LA BĂIȘOARA (MUNȚII APUSENI)

DE

MARIA POPESCU

55(05)

Deși rar, ilvaitul a fost semnalat în variate tipuri de roci. Format îndeosebi prin substituția skarnelor piroxenice, a fost de asemenea citat de Ramdohr (1960), Wager, Vincent și Smales (1957) în gabbrouri, ca rezultat al transformărilor deuterice; Hotz (1953) îl menționează în granofire; Gorbunov, Cornilov (1954) și Autun, Goresy, Ramdohr (1966) în zăcămintele de Co—Ni, asociate rocilor ultrabazice, iar Oen ing Soen și Sørenson (1964) în masivul alcalin Ilimaussaq.

Ivirile de ilvait descrise pînă în prezent în țară sînt legate genetic, în condițiile pirometasomatice (Ruschița) sau hidrotermale (Dognecea, Băișoara [1]), de magmatismul banatitic.

În skarnele de la Băișoara, ilvaitul se prezintă sub două aspecte:

a) cuiburi, în asociație cu calcit și cuarț formate prin substituția skarnului piroxenic, insinuîndu-se de-a lungul fisurilor și planelor de clivaj ale hedenbergitului;

b) într-o zonă bine individualizată, a cărei grosime nu depășește 3 m, la contactul unei fîșii de skarn granato-piroxenic cu rocile carbonatice. Cristalele xenomorfe sau idiomorfe de ilvait se asociază cu pirotină, cuarț, calcit, actinot și sporadic magnetit. Proporția ilvaitului depășește 70%, iar dimensiunile cristalelor ating 2—3 cm.

Mineralul are culoare neagră, luciu sticlos pe fețe, gras în spărtură și prezintă striuri verticale pe fețele de prismă rombică (110).

Observația microscopică relevă, în zonele translucide, culoarea brună și un intens pleocroism. Culoarea de birefringență este mascată de culoarea proprie a mineralului.

[1] M. Popescu, I. Întorsureanu, C. Lazăr, E. Papadopol (1972), *Studiul mineralogic și geochimic al zăcămîntului i Băișoara*, arh. Inst. geol.

Tabelul nr. 1

Prezentarea comparativă a spectrelor röntgen ale ilvaitului

Nr. crt.	Localizare	BĂIŞOARA		CAMPIGLIA (ITALIA)		HANOVER (NEW MEXICO)	
	h.k.l*	Radiaţie Cu		Radiaţie Co		Radiaţie Fe	
		d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
1	110	7,35	50	7,31	F	7,28	70
2	020	6,51	30	6,51	m	6,52	18
3	110	4,57	10	4,56	m	4,57	18
4		4,21 (SiO_2)					
5	040, 131	3,24	18	3,25	m	3,239	25
6		3,03($CaCO_3$)					
7	230, 221	3,06	6	3,09	f	3,085	9
8	041	2,84	40	2,84	F.F	2,839	85
9	112, 141	2,71	100	2,712	F.F	2,709	100
10	320	2,67	60	2,676	F	2,673	50
11		2,668 (FeS)					
12	122	2,55	40	2,552	m	2,547	13
13	202, 321	2,43	50	2,433	F	2,439	50
14	212,241	2,38	40	2,387	m	2,386	25
15	132	2,33	30	2,335	m	2,336	25
16	340, 060,042	2,17	50	2,171	m	2,175	35
17	160, 142	2,11	50	2,110	F	2,112	35
18		2,010(FeS)					
19	421, 430	1,95	18	1,964	m	1,967	18
20	213	1,76	10	1,766	ff	1,767	3
21	402,360,062	1,74	10	1,743	m	1,746	9
22	043,450	1,66	15	1,671	m	1,672	13
23	080,530	1,62	20	1,621	m	1,621	13
24	313	1,61	25	1,611	ff		
25	362	1,51	28	1,497	F	1,499	13
26	600,004,550	1,46	30	1,461	m	1,462	13

* Indicii după Leonard, Hildebrand şi Vlisidis (1962),
F. F. = f. puternic; F = puternic;
m = moderat; f = slab; ff = f. slab.

Pleocroismul de reflexie este caracteristic, în tonuri de la cenuşiu-albăstrui la roz, iar anizotropia deosebit de puternică, în culori vii, portocalii sau purpurii, asemănătoare cu cele ale covelinei.

Distanţele reticulare (tabelul nr. 1) sînt similare cu cele observate la ilvaitul din Hanover — New Mexico şi Mackay — Idaho (B. F. Leonard, F. A. Hildebrand şi A. C. Vlisidis, 1962) sau Campiglia—Italia (P. Bartholomé, J. C. Duchesne şi L. Van der Plas, 1968).

Analiza chimică a unei probe din zona monominerală ne-a permis calcularea compoziţiei cationice, raportată la o unitate celulară cu 9 oxigeni (tabelul nr. 2). Gruparea cationilor în formula structurală s-a făcut în conformitate cu formula teoretică :

$$Ca\ (Fe^{2+},\ Mn,\ Mg)_2\ (Fe^{3+},\ Al)\ [OH\ (O)\ Si_2O_7]$$

Tabelul nr. 2

Analiza chimică și compoziția cationică a ilvaitului de la Băișoara

Procente de greutate		Compoziția cationică raportată la o unitate celulară cu 9 oxigeni		
SiO_2	−30,50	Si	−2,120	
Al_2O_3	− 0,10	Al	−0,008	0,956
Fe_2O_3	−18,22	Fe^{3+}	−0,948	
FeO	−32,43	Fe^{2+}	−1,877	
MnO	− 1,04	Mn	−0,060	2,080
P_2O_5	− 0,03	Mg	−0,143	
CaO	−12,62	Ca	−0,775	
MgO	− 1,40	OH	−0,875	
K_2O	− 0,03			
H_2O^+	− 1,90			
S	− 0,13			
CO_2	− 1,70			
Total = 100,10				

Analist: P a p a d o p o l E c a t e r i n a.

Formula structurală astfel obținută:

$Ca_{0.775}\ (Fe^{2+}_{1,887}\ Mn_{0,060}\ Mg_{0,143})_{2,08}\ (Fe^{3+}_{0,948}\ Al_{0,008})_{0,956}\ [(OH_{0,875})\ O]\ [Si_{2,120}\ O_7]$

arată o valoare a raportului $\frac{Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+}}{Fe^{3+} + Al^{3+}} = 2,17$ apropiată de valoarea stabilită de B a r t o l o m é, D u c h e s n e și Van der P l a s (1968) pentru ilvait.

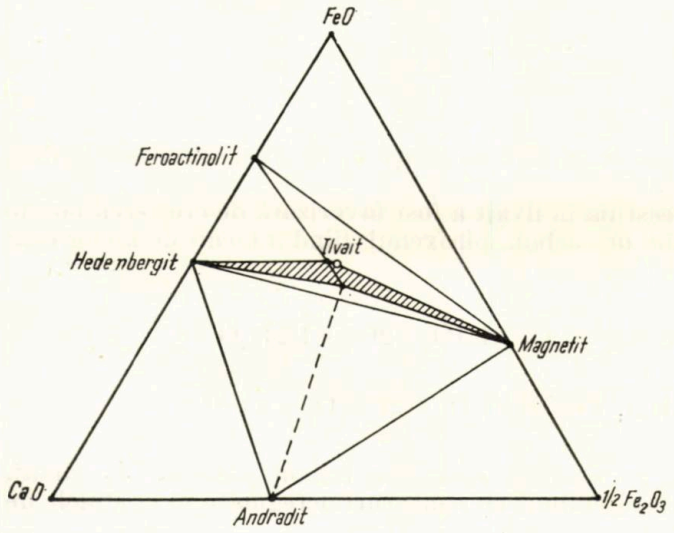


Fig. 1. — Relațiile de echilibru în sistemul CaO—FeO—Fe_2O_3—SiO_2—H_2O, cînd cuarțul este prezent (după P. B a r t h o l o m é și F. D i m a n c h e, 1967).
O Ilvaitul de la Băișoara

Sulful și bioxidul de carbon au fost calculate sub formă de pirotină și respectiv calcit, minerale sesizate la microscop și în difractograma ilvaitului. Excesul de silice din formula calculată se datorește

probabil cuarțului concrescut prea intim cu ilvaitul pentru a fi separat.

În diagrama CaO-FeO-Fe_2O_3 (după P. Bartholomé și F. Dimanche, 1967), proba analizată se plasează foarte aproape de compoziția ilvaitului pur (fig. 1).

Asociațiile mineralogice întîlnite în skarnele cu ilvait de la Băișoara sînt :

a) hedenbergit — ilvait — cuarț — calcit

b) salit — andradit — ilvait — actinot — pirotină — magnetit — cuarț — calcit.

Piroxenul, de culoare verde-oliv, este slab pleocroic, cu c : Ng = 47° și 2V = 56°, ceea ce indică un termen ferifer al seriei diopsid-hedenbergit, presupunere confirmată și de valoarea distanțelor reticulare măsurate (tabelul nr. 3).

Utilizînd ecuația de regresie, stabilită de Rutstein și Yund (1969), pentru mineralele din seria diopsid-hedenbergit, $d_{(150)} = 1{,}7538 \pm \pm 0{,}0002 + (0{,}000194 \pm 0{,}000003)$ hed. s-a determinat conținutul de hedenbergit al probei analizate.

Tabelul nr. 3

Difractograma hedenbergitului

Nr. crt.	h.k.l.	d (Å)	I
1	220	3,25	70
2	221	2,99	100
3	311	2,91	40
4	131	2,59	35
5	002	2,54	35
6	330	2,37	30
7	150	1,7675	45
8	531	1,63	56

Pentru $d_{(150)} = 1{,}7675$, rezultă un conținut de 72% molecule hedenbergit.

Transformarea acestuia în ilvait a fost favorizată de creșterea potențialului apei și bioxidului de carbon, piroxenul fiind înlocuit de un agregat de ilvait, calcit și cuarț : (ecuația 1)

$$1)\ 3Ca(Fe,Mg)\ Si_2O_6 + 1/4O_2 + 2Cl_2 + 1/2H_2O \rightarrow$$

$$\underline{Ca(Fe,Mg)_2\ Fe(OH)Si_2O_8} + 2CaCO_3 + 4\ SiO_2\,.$$

Ilvaitul pătrunde pe fisuri și apoi de-a lungul planelor de clivaj, dezvoltîndu-se ca plaje sau cuiburi cu contururi neregulate în cristalele de hedenbergit (pl. I, fig. 1).

În zona monominerală, el se formează prin substituția piroxenului și a pirotinei asociată sporadic cu magnetit, în imediata vecinătate a cristalelor de granat, ușor tectonizate marginal, sau pătrunde pe fisurile

acestora (fig. 2), proces dezvoltat în condițiile fugacității ridicate a apei (ecuația 2).

2) $$8\ Ca(Fe,Mg)\ Si_2O_6 + 5Fe_3O_4 + 2FeS + 4\ H_2O \rightarrow$$
$$8\ Ca\ (Fe,\ Mg)_2\ Fe(OH)\ Si_2O_8 + FeS.$$

Piroxenul este un *salit* incolor, cu c : Ng = 43° și se prezintă ca o îșie la limita dintre granat și pirotină, sau sub formă de relicte în masa ilvaitului.

Coco și Garavelli (1954) citează în zăcămîntul din Torre di Rio, Elba, asociația pirotină + ilvait + hedenbergit cu ceva magnetit.

Fig. 2. — Parageneza : salit (*1*), andradit (*2*), pirotină (*3*), ilvait (*4*), cuarț (*5*), actinot (*6*).

Asociația ilvait + pirită + cuarț a fost semnalată de asemenea în Campiglia, Barthelomé și Dimanche (1967) menționînd substituția acesteia cu feroactinolit + magnetit.

La Băișoara, parageneza : ilvait + pirită + cuarț este înlocuită mai departe de actinot + $magnetit_{II}$.

Cristalele izolate, sau fibroradiare de *actinot* sînt incolore sau ușor verzui, prezentînd următoarele caractere optice :

$$Np = 1{,}651\ ;\ Ng = 1{,}668\ ;\ \delta = 0{,}017\ ;\ C : Ng = 16°$$

Intensa pigmentare cu oxizi și hidroxizi de fier rezultați în procesul de alterare supergenă a ilvaitului imprimă o nuanță brună aglomerărilor de cristale de actinot din interstițiile ilvaitului sau de la periferia acestuia.

Granatul are culoarea verde-gălbuie, iar distanţele reticulare măsurate indică un termen andraditic, cu parametrul reticular a = 11,984 Å (tabelul nr. 4).

Ilvaitul se insinuează pe fisuri, sau în spaţiul dintre cristalele de granat, fără a se observa relaţii clare de substituţie, ci în mod evident numai succesiunea celor două minerale (pl. I, fig. 2).

Magnetitul rezultat în procesul de alterare se dezvoltă în plaje neregulate pe cristalele de pirită sau ilvait indicînd, împreună cu actinotul, instalarea unor condiţii de mediu semioxidant.

Tabelul nr. 4

Difractograma granatului din parageneza ilvaitului de la Băişoara

Nr. crt.	h.k.l.	d (Å)	I	Observaţii
1	400	3,003	84	a = 11,984Å
2	420	2,68	100	
3	422	2,45	80	
4	611	1,94	58	
5	640	1,66	50	
6	642	1,602	88	
7	800	1,49	30	

Din analiza tuturor relaţiilor observate, s-a stabilit următoarea succesiune de formare:

salit sau hedenbergit — andradit—pirotină → ilvait + cuarţ + calcit → actinot + magnetit II.

Consideraţii genetice

În componenţa ilvaitului participă şase dintre elementele cele mai comune în roci (Si, Ca, Al, Mn, Fe, Mg); cu toate acestea este rareori întîlnit, apariţia lui fiind îngrădită de o serie de factori dependenţi de caracteristicile fizico-chimice ale mediului de formare: temperatură, compoziţia rocilor preexistente, chimismul soluţiilor mineralizante.

Experimentele lui Ernst (1966) au condus la stabilirea unui interval relativ restrîns de temperatură, favorabil formării ilvaitului (în comparaţie cu ceilalţi silicaţi hidrataţi), şi anume:

430° la 500 bari
460° la 1 000 bari
500° la 2 000 bari
530° la 3 000 bari.

În condiţiile zăcămîntului de la Băişoara, temperatura de formare a ilvaitului se apreciază în jur de 450°C. Local au fost create condiţii prielnice apariţiei ilvaitului prin:

— prezenţa unor roci ferifere, a căror compoziţie globală a fost favorabilă formării lui: asociaţia de skarne hedenbergitice sau skarne granato-piroxenice (andradit-salit), cu dolomite cristaline;

— mobilitatea ridicată a apei şi bioxidului de carbon, ilvaitul dezvoltîndu-se prin substituţia piroxenului numai în condiţiile unui potenţial ridicat de bioxid de carbon (D. S. Korjinschi, după P. Bar-

Fig. 1. — Proces incipient de ilvaitizare a hedenbergitului. N II, 27 ×.

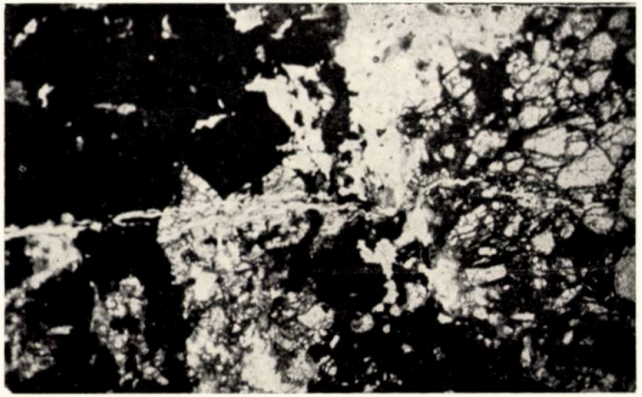


Fig. 2. — Ilvaitul din skarnul granato-piroxenic. N.II, 27 ×.

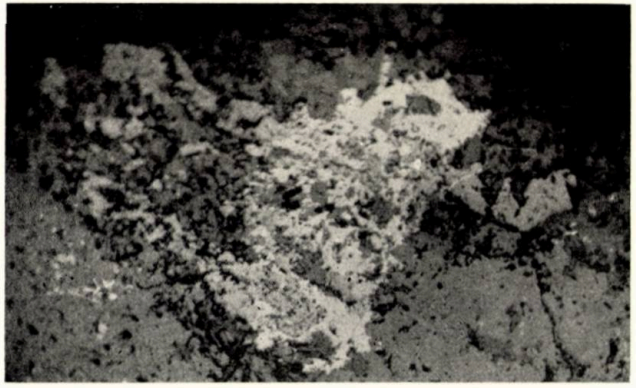


Fig. 3. — $Magnetit_{II}$ dezvoltat pe cristalele de pirită asociate ilvaitului .N II, 33 × .

Fig. 4. — $Magnetit_{II}$ dezvoltat pe ilvait. N II, 33 ×.

tholomé şi Dimanche, 1967), la valori scăzute ale acestuia, reacţia cea mai răspîndită fiind amfibolitizarea piroxenului.

Pe lîngă interesul de ordin mineralogic, ilvaitul prezintă şi o semnificaţie aparte, care rezidă din relaţiile cu celelalte minerale (hedenbergit, andradit, actinot, magnetit), oferind unele indicaţii asupra evoluţiei mediului mineralizant şi îndeosebi a potenţialului de oxigen, care influenţează raportul Fe^{2+}/Fe^{3+}, prezent în toate aceste minerale.

ILVAITE IN THE BĂIŞOARA SKARNS (APUSENI MOUNTAINS)

ABSTRACT

Ilvaite from Băişoara occurs as substitution product of hedenbergitic skarns, and as a thin monomineralic zone at the contact between crystalline dolomite and pyrrhotite-bearing granitiferous-pyroxenic skarns.

The following sequence of crystallization: salite or hedenbergite—andradite—pyrrhotite → ilvaite + pyrite + quartz + calcite → actinolite + magnetite has been found, according to the mutual relationships between ilvaite and the other minerals.

Its chemical composition

$$Ca_{0,775}(Fe^{2+}_{1,877}\ Mn_{0,060}\ Mg_{0,143})_{2,08}\ (Fe^{3+}_{0,948}\ Al_{0,008})_{0,956}\ [(OH_{0,875})O]\ [Si_{2,120}O_7]$$

has resulted in an environment rich in Si, Fe, Ca (Mn, Mg, Al), where both H_2O and CO_2 were perfectly mobile components.

BIBLIOGRAFIE

Bartholomé P., Dimanche F. (1967), *On the paragenesis of ilvaite*, Ann. Soc. Géol. Belgique, **90**, *5*.

Bartholomé P., Duchesne J. C., Van der Plas L. (1968), *Sur une forme monoclinique de l'ilvaite*, Ann. Soc. Géol. Belgique, **90**, *10*.

Ernst W. G. (1966), *Synthesis and stability relations of ferrotremolite*, Amer. Jour. Sci.,*264*, 37—65.

Kräutner H. G., Medeşan A. (1969), *Ilvait in den polymetamorphen Eisenerzen der Poiana Ruscă (Rumänien)*, Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., **13**, 157—164.

Leonard B. F., Hildebrand F. A., Vlisidis A. C. (1962), *Members of the ludwigite-vonsenite series and their distinction from ilvaite*, Geol. Soc. America, 523—568.

Ramdohr P. (1960), *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Akademie Verlag, Berlin.

Rutstein M. S., Yund R. A. (1969), *Unit-cell parameters of synthetic diopside-hedenbergite solid solution*, Amer. Miner., **54**.

Vlad Ş. (1969), *Prezenţa ilvaitului în skarnele de la Dognecea*, St. cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, **14**, *2*.

Primit în redacţie la 5 iunie 1972

Institutul geologic

NOTĂ ASUPRA UNEI MINERALIZAȚII CUPRIFERE ÎN REGIUNEA BORCA (JUDEȚUL NEAMȚ) *

DE

IOAN N. POPESCU, TOMA BARUS

55(05)

În urma lucrărilor de prospecțiuni geologice executate în cursul anului 1970, a fost pusă în evidență o mineralizație cupriferă, în regiunea Borca.

Perimetrul în care au fost executate prospecțiuni este situat pe versantul stîng al văii Borca, afluent pe dreapta al rîului Bistrița, fiind delimitat de pîrîul Secu la nord, de culmea Zlopățul la vest, de pîrîul Budacu la sud și de valea Borca la est. Pînă în prezent, acest perimetru nu a constituit obiectul unui studiu geologic amănunțit, ca unitate independentă, ci a făcut parte din perimetre de mare suprafață, cartate la scări mici (1 : 25 000 și 1 : 50 000).

Dintre geologii care au efectuat studii și prospecțiuni geologice în regiuni adiacente, fie că au cuprins sau nu în perimetrul cercetat și perimetrul Borca, menționăm pe Mircea Savul (1952) [1] care a făcut un amănunțit studiu petrografic al cîtorva dintre principalele tipuri de roci cunoscute în cristalinul Carpaților Orientali. De asemenea, citățm pe D. Rădulescu și Gr. Cioflică [2], Fl. Tănăsescu și C. Coștoiu [3], A. Z. Manea [4], C. Ionescu și colab. [5], I. Rădu-

* Comunicată la S.S.G., Filiala București, mai 1971.

[1] M. Savul (1954), *Raport asupra prospecțiunilor pentru sulfuri făcute în reg. Pojorîta-V. Colbului — Chirilu — Crucea-Holda* (1953); *Mineralizațiile de sulfuri din reg. Tulgheș*.

[2] Dan Rădulescu, Grațian Cioflică (1957), *Raport privind lucrările geologice executate în anul 1956 în bazinul superior al văii Borca*, arh. M.M.P.G.

[3] Fl. Tănăsescu, C. Coștoiu (1959), *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în reg. Broșteni*, arh. M.M.P.G.

[4] A. Z. Manea (1957), *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe din cristalinul de la W de Broșteni*, arh. M. M.P.G.

[5] C. Ionescu și colab. (1962), *Raport geologic privind lucrările de prospecțiune pentru minereuri neferoase în reg. Tulgheș — Corbu*, arh. M.M.P.G.

lescu şi colab. [6], care au întreprins lucrări de prospecţiuni pentru sulfuri în perimetre învecinate, precum şi pe P. Ciornei [7], care a efectuat prospecţiuni pentru mangan, şi pe G. Pitulea [8] cu lucrări de prospecţiune pentru elemente radioactive, ultimii pe perimetre care au inclus şi perimetrul Borca.

Nu putem încheia această scurtă trecere în revistă a cercetătorilor care au executat lucrări de prospecţiuni şi cercetări geologice în regiune fără a menţiona *Harta zonei cristalino-mezozoice* la scara 1 : 50 000, întocmită de un colectiv al Institutului geologic, constituit din I. Bercea, G. şi M. Mureşan, F. şi H. Kräutner, V. Iliescu, hartă prezentată recent la o şedinţă de lucru la I. P. E. G., „Suceava", Cîmpulung Moldovenesc.

Din punct de vedere geologic, perimetrul de la Borca este situat în estul regiunii mediane a zonei cristalino-mezozoice, la contactul acesteia cu formaţiunile flişului cretacic. Rocile mai frecvent întîlnite sînt şisturile cristalofiliene de epizonă care, la est, sînt împinse peste formaţiunile sedimentare marnoase, calcaroase, grezoase ale flişului cretacic. La vest, limita perimetrului o constituie o puternică bandă constituită din „porfiroide de Pietrosu", orientată NNV-SSE. De asemenea, trebuie amintit că rocile cristaline sînt străbătute de mici filonaşe de lamprofire, uneori intens piritizate, iar pe valea Borca am întîlnit un mic filonaş hidrotermal de cuarţ alb, în care am putut identifica o asociaţie de marcasită, galenă, blendă şi calcopirită fără importanţă deosebită.

La încercarea de a stabili succesiunea diferitelor tipuri de şisturi cristaline în perimetru s-a folosit raportul de sinteză întocmit de I. şi L. Rădulescu (1967), potrivit căruia formaţiunile de epizonă pot fi grupate în trei complexe : inferior-terigen, mediu-vulcanogen, superior-terigen. În această accepţiune, formaţiunile de la Borca pot fi încadrate în complexul terigen inferior şi în complexul mediu-vulcanogen. În ceea ce priveşte succesiunea orizonturilor din complexul mediu, sînt de făcut unele rezerve datorită variaţiei faciesurilor atît pe verticală, cît şi pe orizontală.

O succesiune completă a tipurilor de roci cartate în perimetrul Borca ar fi următoarea : (a) complexul terigen inferior (şisturi sericico-cloritoase cu budine de cuarţ şi cu limonitizări fără importanţă ; cuarţite negre uneori rubanate şi şisturi cuarţitice manganifere ; roci porfirogene) şi (b) complexul mediu-vulcanogen (cuarţite negre şi şisturi grafitoase ; şisturi cuarţitice sericito-cloritoase purtătoare de mineralizaţie cupriferă ; metatufite bazice cu calcit şi epidot ; şisturi sericito-cloritoase şi şisturi clorito-sericitoase fin şistoase ; roci porfirogene şi hälleflintă). O remarcă se impune cu insistenţă, anume că, în toate aceste tipuri de roci, sînt întîl-

[6] I. Rădulescu, L. Rădulescu, I. Teuca, V. Popescu (1967), *Raport privind prospecţiunile geologice pentru minereuri neferoase din reg. V. Colbului — V. Chirilului*, arh. M.M.P.G.

[7] P. Ciornei, I. Hurduzeu (1957), *Raport asupra prospecţiunii geologice în cursul mijlociu şi superior al Văii Borca*, arh. M.M.P.G.

[8] G. Pitulea (1966), *Raport asupra prospecţiunii complexe geologice-geochimice, în zona cristalinului Carpaţilor Orientali între Broşteni şi Tulgheş*, arh. M.M.P.G.

nite frecvent variații laterale de facies. De exemplu, roca purtătoare de mineralizație, respectiv șisturile cuarțitice sericito-cloritoase din complexul mediu-vulcanogen, prezintă treceri laterale de la șisturi cuarțitice albe slab sericitoase pînă la șisturi cloritoase tipice aproape lipsite de cuarț.

În afara variațiilor laterale de facies, tectonica reprezintă un alt factor care îngreuiază interpretarea datelor de cartare pe teren.

Din punct de vedere structural, formațiunile epizonale alcătuiesc un larg sinclinal, orientat aproximativ NNV-SSE, cu formațiunile complexului mediu-vulcanogen în zona sa axială și cu formațiunile complexului terigen inferior în flancuri. În evoluția tectonică a regiunii, sinclinalul a fost împins spre est peste formațiunile sedimentare ale flișului cretacic, fiind afectat totodată de mai multe sisteme de fracturi, care au determinat compartimentarea sa și, odată cu aceasta, ridicarea sau coborîrea diferitelor compartimente. Poziția diferențiată a compartimentelor este greu de precizat, datorită stratului gros de grohotiș. Fracturile, dintre care mai importante și mai frecvente sînt cele de orientări N 75°V și N 40°E, au constituit căi de acces pentru lamprofirele amintite.

Mineralizația cupriferă sub formă de malachit, pirită și calcopirită, diseminate neuniform în masa șisturilor cuarțitice sericito-cloritoase, a fost întîlnită la început într-un afloriment situat în versantul stîng al văii Stegioara, la aproximativ 100 m, în amonte de confluența cu pîrîul Pașcului.

Șisturile cuarțitice sericito-cloritoase apar sub forma unei benzi orientate NNV-SSE, cu o lățime de 200—300 m și o grosime de aproximativ 40—50 m, fiind urmărită pe direcție pînă la limita de sud a perimetrului, în pîrîul Budacu, deci pe o lungime de circa 2,5 km extinderea ei este posibilă și mai la sud de această limită. Șisturile au caracter predominant cuarțitic, cu frecvente perioade cloritoase, sericitoase și sînt impregnate neuniform cu pirită, care se prezintă sub formă de cuburi mici cu conturări regulate, bine individualizate.

Mineralizația cupriferă, constituită din pirită și calcopirită, este mai nouă decît pirita menționată mai sus și apare pe fisuri, ca umplutură. De remarcat, la partea superioară a mineralizației fisurile umplute cu pirită și calcopirită sînt de dimensiuni mici, iar pirita predomină în raport cu calcopirita ; în adîncime, pirita dispare aproape complet, iar calcopirita devine compactă ; sterilul, respectiv șisturile cloritoase, apare subordonat. Modul de prezentare a mineralizației ca umplutură pe fisuri nu poate fi un element hotărîtor la lămurirea genezei sale.

Din cele arătate mai sus se poate conchide că mineralizația este prin excelență cupriferă. Este constituită din pirită și calcopirită. Pe seama acestor minerale se formează, în zona de oxidație, minerale secundare de tipul covelinei, calcozinei și malachitului.

Formațiunea șisturilor cuarțitice sericito-cloritoase purtătoare de mineralizație a fost urmărită prin lucrări miniere ușoare (șanțuri, puțuri), iar de la 1 ianuarie 1971, printr-o galerie de coastă. Analizele chimice au indicat conținuturi ridicate de cupru.

După modul de prezentare a mineralizației și după conținuturi, mineralizația cupriferă de la Borca poate fi comparată cu zona a III-a de la Leșu Ursului și, parțial, cu sectorul Fagul Cetății de la Bălan.

NOTE SUR UNE MINÉRALISATION CUPRIFÈRE DANS LA CONTRÉE DE BORCA (DÉPARTEMENT DE NEAMȚ)

RÉSUMÉ

Sur le territoire investigué, situé au contact de la zone cristallino-mésozoïque avec le flysch crétacé on a rencontré des minéralisations cuprifères sous forme de pyrite et de chalcopyrite disséminées de manière non uniforme dans la masse des schistes quartzitiques séricito-chloriteux. Ces derniers apparaissent sous la forme d'une bande orientée NNW-SSE, ayant de 200 à 300 m de largeur et de 40 à 50 m d'épaisseur, sur une longueur de 2,5 km entre les vallées de Stegioara et de Budacu. La minéralisation cuprifère apparaît dans les fissures comme un remplissage et semble être plus récente que les schistes cristallins. Dans la zone d'oxydation apparaissent des minéraux secondaires de type coveline, calcosine et malachite.

BIBLIOGRAFIE

ATANASIU I. (1929), *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului*, An. Inst. geol. Rom., **XIII**.

BERCEA I., BERCEA ELVIRA, KRAUTNER H., KRÄUTNER FLORENTINA, MUREȘAN M. (1967), *Unitățile tectonice , structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali)*, D. S. Com. geol., **LIII**/1.

BERCEA ELVIRA, KRÄUTNER FLORENTINA (1966—1967), *Date noi furnizate de forajul Barnar cu privire la stratigrafia și poziția în pînză a cristalinului epimetamorfic din Munții Bistriței*, D.S. Com. geol., **LIV**/2.

BUȚUREANU V. (1916), *Masivul cristalin de la Broșteni*, An. Acad. Rom., Seria a II-a, **38**, Mem. șt., București.

CODARCEA M., BERCEA I., KRÄUTNER H., MUREȘAN M. (1962), *Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (reg. Bărnărel Holdița)*, D.S. Com. geol., **L**/2.

Primit în redacție la 10 noiembrie 1972

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București

3 — c 2551

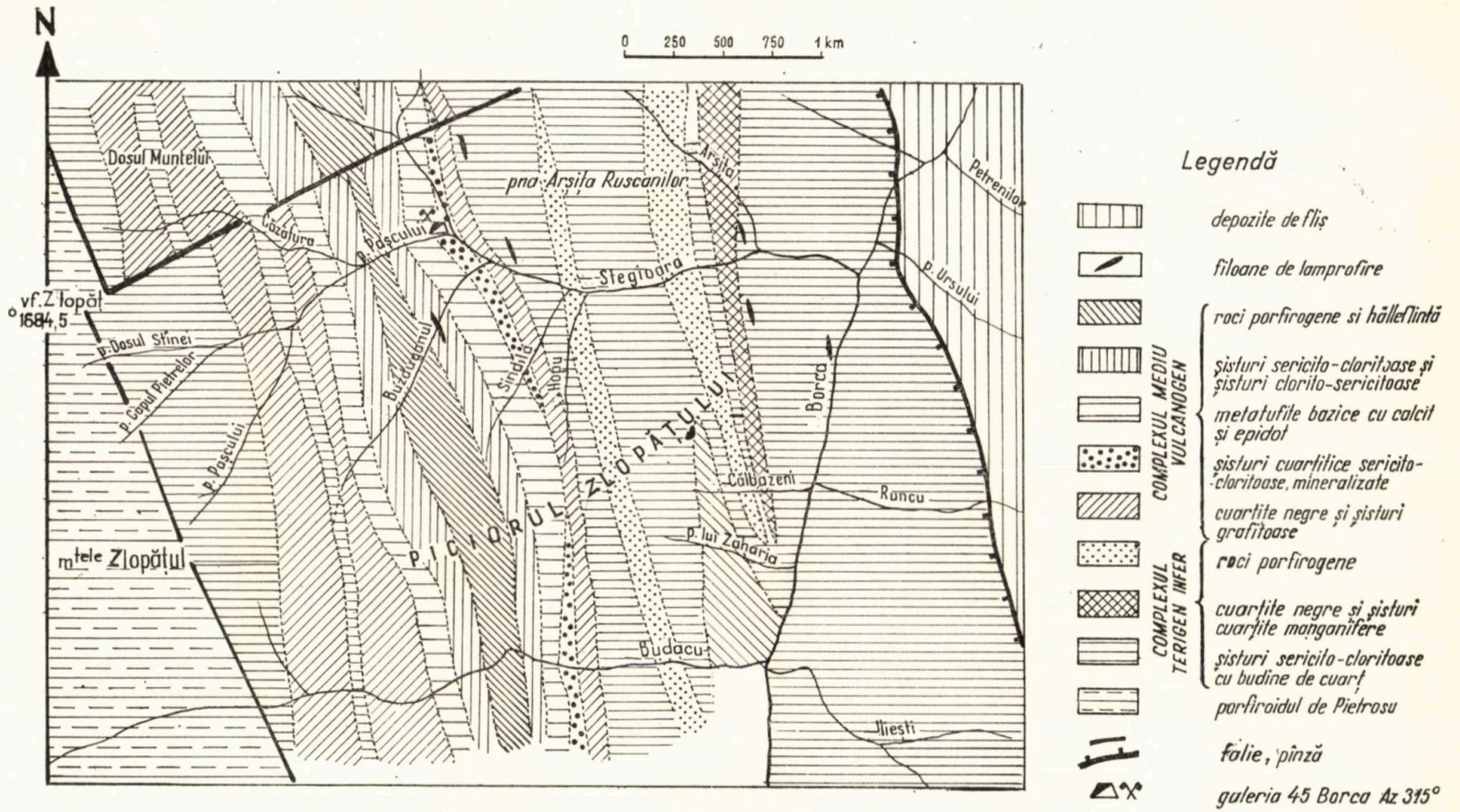
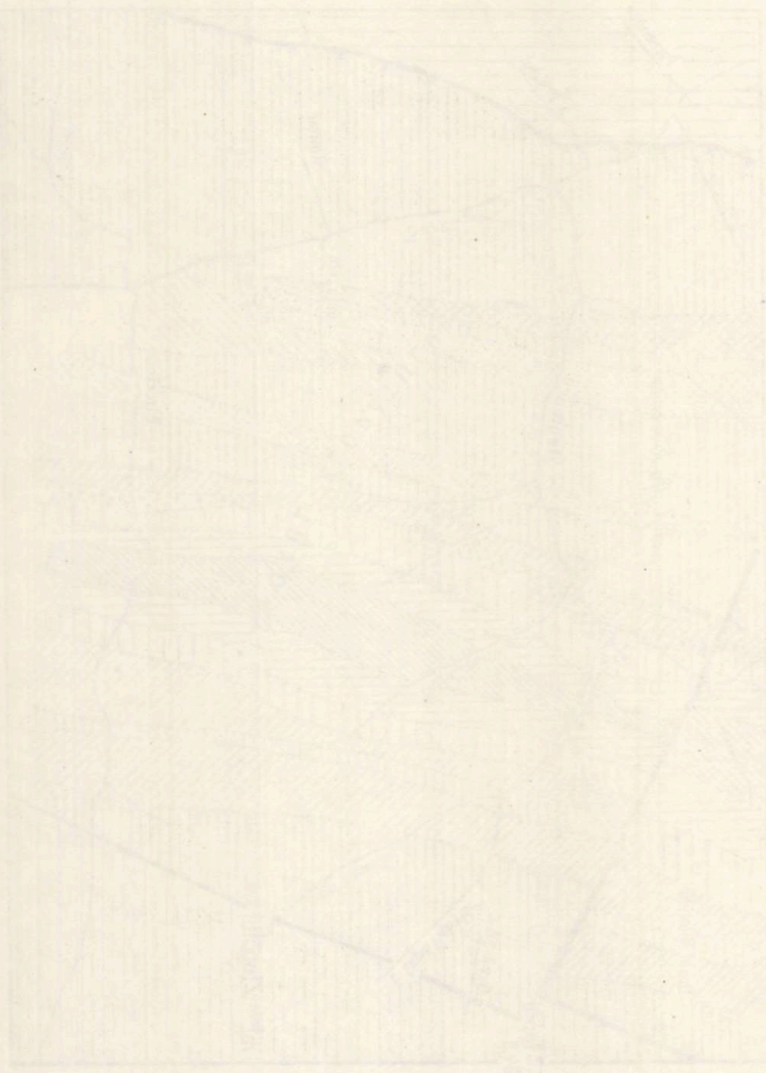


Fig. 1. — Harta geologică a perimetrului Borca (după harta 1 :50 000, de I. Rădulescu, cu detalieri făcute de Ioan N. Popescu).



ASUPRA PREZENȚEI UNEI FORMAȚIUNI GIPSIFERE PURBEKIAN-WEALDIENE ÎN REGIUNEA FETEȘTI — CONSTANȚA*

DE

ION BĂNCILĂ

55(05)

1. Între 1958 și 1968, Institutul de studii și proiectări hidroenergetice a executat în regiunea Fetești — Constanța mai multe foraje cu carotaj continuu și adîncimi pînă la 460 m. Obiectivul acestor foraje a fost în primul rînd hidrogeologic, legat de amenajarea hidroenergetică a Dunării de jos.

Conform datelor existente se aștepta ca forajele să străbată o succesiune relativ uniformă, de la complexul calcaros-marnos al barremianului ce apare în malul drept al Dunării la Cernavodă, prin complexul marnos-calcaros al hauterivian-valanginianului, la calcarele dolomitice masive ale malmului, care apar tot în malul drept între Topalu și Hîrșova. Se admitea existența unei întreruperi cu eroziuni mai mult sau mai puțin importante, la limita cretacic-jurasic.

În fapt, înainte de a pătrunde în calcarele dolomitice, o bună parte din foraje au traversat un complex lagunar cu gipsuri și anhidrite, gros pînă la 240 m, necunoscut în regiunea la care ne referim și nefigurat în coloanele litologice recent tipărite (M. Chiriac, 1968; V. Ianovici și colab., 1961).

Despre modul de prezentare și semnificația geologică a acestui complex, pe care îl situăm la partea cea mai de sus a jurasicului superior în facies purbekian-wealdian, ne ocupăm mai jos.

2. Cuprinsă între litoralul Mării Negre și brațul Borcea al Dunării de jos, regiunea cercetată se suprapune pe limita de est a Cîmpiei Bărăganului, lunca Dunării și Podișul sud-dobrogean. Deși diferențele de altitudine dintre aceste unități sînt mici, aspectele lor de detaliu sînt mari, fapt ce le conferă o precisă individualitate geomorfologică.

---

* Comunicată la S.S.G., Filiala București, februarie 1969.

Structura geologică de adîncime, relevată prin foraje, prezintă, ca principală trăsătură, coborîrea treptată, de la SES spre NVN, a fundamentului paleomezozoic. Astfel, în Podişul sud-dobrogean se remarcă prezenţa la suprafaţă, la o cotă relativ ridicată şi cu o dispoziţie cvasiorizontală, a unor formaţiuni mai vechi, jurasice şi cretacice. Ele apar frecvent în malul drept al Dunării şi în versanţii diferitelor văi mai adînc erodate din interior, relevînd clar caracterul de „platformă".

Pentru luncă, lată de circa 14 km, este caracteristică vasta depunere aluvionară, pînă la 30 m grosime, de formaţie cuaternară şi recentă, legată de activitatea marelui fluviu. Pe latura estică, aluviunile zac pe o prispă îngustă, neregulată, roasă în placa mezozoică a Podişului sud-dobrogean. În rest, aluviunile se dispun pe depozite pliocene, care la rîndul lor avansează dinspre vest pe formaţiunile mezozoice şi miocene, mai coborîte, ale aceluiaşi podiş.

Pentru Cîmpia Bărăganului este caracteristică coborîrea în continuare a plăcii mezozoice spre VNV, încărcarea cu depozite mio-pliocene şi acoperirea cu o pătură de loess, de formaţie predanubiană, care atinge pe alocuri pînă la 40 m grosime.

În concepţia noastră cele trei unităţi geomorfologice aparţin aceleiaşi unităţi structurale: Platforma Moesică.

3. Cu studiul geologic al Podişului sud-dobrogean s-au ocupat, în special, G. Macovei (1911), I. Simionescu (1911), I. Atanasiu (1940), Aurelia Bărbulescu (1961; 1968), V. Ianovici şi colab. (1961), E. Liteanu şi C. Ghe orghiu (1955), M. Chiriac (1968), iar cu studiul hidrogeologic Em. Protopopescu-Packe şi R. Ciocîrdel, Gh. Vasilescu şi colab.[1], I. Drăgănescu (1961), R. Cădere şi colab. (1963; 1967), M. Niculescu (1965), R. Oprea[2].

Pentru cunoaşterea structurii de adîncime au adus date fundamentale forajele executate după 1950 de Ministerul Petrolului şi Comitetul geologic.

O sinteză asupra cunoştinţelor actuale apare în *Ghidul pentru excursii*, întocmit cu ocazia celui de al V-lea Congres al Asociaţiei geologice carpato-balcanică (1961) şi în harta sc. 1 : 200 000, editată de Comitetul de Stat al Geologiei în 1968. De asemenea, în mai multe teme de uz intern, elaborate de Institutul de cercetări şi proiectări geologice din cadrul Ministerului Petrolului.

4. Suprafaţa investigată prin forajele I.S.P.H. are circa 600 km^2 şi o formă alungită V—E, pe direcţia văii Carasu. Ea se extinde spre N pînă la linia localităţilor Ovidiu—Dunărea (Boasgic), iar spre S pînă la linia localităţilor Valu lui Traian — Rasova.

Dispoziţia forajelor, în număr de 25, ca şi a elementelor structurale caracteristice din zonă, apare pe schiţa anexată (fig. 1). În interior se situează şi forajele adînci săpate anterior la Palazu Mare, Medgidia şi Cernavodă.

---

[1] Gh. Vasilescu şi M. Pîrvu (1968), *Cercetări hidrogeologice în zona oraşului Medgidia*, comunicare la Ses. şt. Com. Stat Geol., I.G.E.X., Bucureşti.
Gh. Vasilescu şi colab. (1968), *Noi surse de ape minerale în zona Mangalia*, comunicare la Ses. şt. Com. Stat Geol., I.G.E.X., Bucureşti.

[2] R. Oprea (1968), *Forajele structurale executate de I.S.P.H. în anul 1968*, arhiva I.S.P.H., Bucureşti.

Forajele în care complexul gispifer este prezent delimitează două blocuri distincte : Cernavodă la V și Năzarcea spre E.

a. **Blocul Cernavodă.** Adîncimile și grosimile pe care complexul gipsifer a fost traversat sînt următoarele :

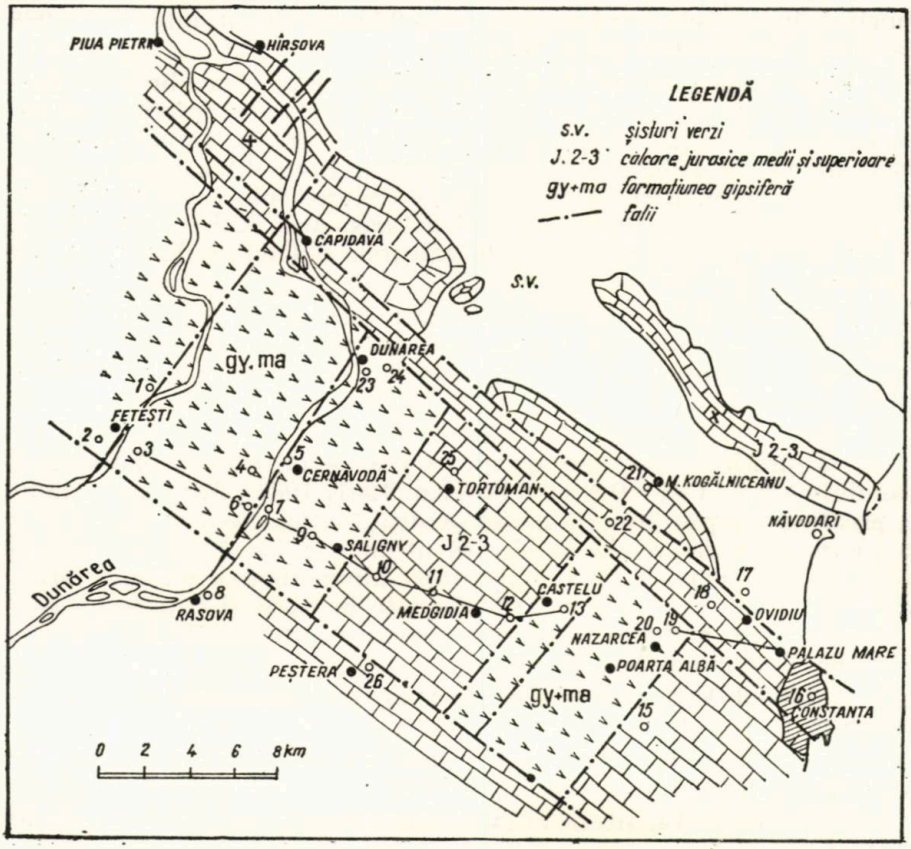


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Fetești — Constanța, la baza depozitelor barremiene, cu amplasarea forajelor I.S.P.H.

— la forajul 3, situat pe partea dreaptă a brațului Borcea, în fața satului Fetești, între 190 și 234 m (44m) ;

— la forajul 4, situat pe partea stîngă a brațului Dunărea la capul podului Saligny, între 165 și 290 m (125 m) ;

— la forajul 5, situat pe partea dreaptă a Dunării, în ostrovul Bob-Fasole, cu puțin în aval de Fabrica de ciment de la Cernavodă, între 220 și 400 m (180 m) ; în apropiere, pe malul drept, a fost amplasat forajul adînc săpat de Comitetul de Stat al Geologiei în anul 1967 și care pare că a traversat gipsurile între 223 și 466 m (243 m);

— la forajul 6, situat pe malul stîng al Dunării, în fața ostrovului Hinog, între 203 și 300 m (97 m) ; în aceleași condiții complexul gipsifer

a fost găsit într-un foraj situat la capătul din aval al ostrovului Hinog (nr. 7);

— la forajul 9, situat la circa 2 km vest de staţia Saligny, între 139 şi 245 m (106 m);

— la forajele 23 şi 24, situate, primul în marginea de sud a satului Dunărea lîngă şosea, iar al doilea la circa 2 km est de sat, între 197 şi 288 m, respectiv, 180 — 270 m (circa 90 m).

După unele indicaţii, forajele 1 şi 2 situate pe stînga braţului Borcea, la Feteşti şi Stelnica, s-au oprit la 300 m în cretacicul inferior, dar foarte aproape de intrarea în gipsuri. Un alt foraj (nr. 8), amplasat pe malul drept al Dunării, la Rasova, a intrat la 65 m direct din calcarele marnoase ale barremianului, în calcarele dolomitice ale jurasicului superior, iar forajele nr. 14, 15 şi 16, care se succed spre valea Carasu de la Saligny spre Medgidia, au intrat din barremian direct în calcarele dolomitice la —38, —88 şi —64 m.

Precizăm că intervalele menţionate nu reprezintă grosimi reale ale complexului lagunar, întrucît forajele au rămas în general cu talpa în cuprinsul lui; grosimea maximă în blocul Cernavoda pare să fie de circa 240 m (forajul Comitetului de Stat al Geologiei de la Fabrica de ciment).

Se ştie că la nord de Dunărea (Boasgic), la circa 6 km distanţă, calcarele jurasice superioare apar la zi şi se termină la nivelul kimmeridgianului (Aurelia Bărbulescu, 1961, 1968), fără nici o indicaţie de prezenţă a gipsurilor. În aceste condiţii forajele 1—7 şi 23, 24, în care au apărut gispurile, relevă un bloc căzut între falii însă înaintea barremianului, în care depozitele formate după kimmeridgian au fost ferite de eroziune. Dimpotrivă, regiunile învecinate la N, E şi S apar ca blocuri ridicate şi roase, astfel că depozitele barremiene acoperă direct, transgresiv calcarele dolomitice (fig. 2).

b. **Blocul Nazarcea.** Modul de apariţie a complexului gipsifer este următorul:

— la forajul 13, situat la marginea de est a satului Castelu, lîngă calea ferată, între 190 şi 400 m (210 m);

— la forajul 14, situat în gura văii Poarta Albă, între 212 şi 302 m (90 m);

— la forajul 20, situat la eşirea de N din satul Nazarcea, între 154 şi 278 m (124 m);

— la forajul 19, situat la circa 2 km NE de precedentul, între 174 şi 200 m (26 m).

Precizăm că forajul 15, situat lîngă satul Valu lui Traian, a pătruns direct din depozite cretacice superioare în calcare dolomitice, jurasice superioare, la —130 m, iar foraje mai vechi, săpate în Dobrogea de sud la Topraisar, Tuzla, Băneasa, Comana, Mangalia, au constatat poziţia transgresivă a depozitele cretacice medii şi superioare pe o suprafaţă de eroziune a calcarelor dolomitice. O situaţie similară s-a relevat în forajele 16, 17, 18, 21 şi 22, situate spre N şi NV de Constanţa spre Mihail Kogălniceanu, ca şi în forajele adînci ale Comitetului de Stat al Geologiei de la Palazu Mare. Deosebirea constă în aceea că fundamentul cristalin fiind mai ridicat, calcarele jurasice sînt în parte la zi şi mult reduse prin eroziune.

Elementele de mai sus izolează și de această dată o suprafață în care apar gipsurile, și îi dau caracterul de bloc scufundat între falii : blocul Nazarcea, similar cu blocul Cernavoda. Această interpretare stă la baza reprezentărilor din schițele și profilele geologice anexate (fig. 1, 2).

Desigur, la o primă vedere se poate sugera și o altă imagine, eventual a unor lagune de formă neregulată, pe un relief de calcare. Deși inițial și considerată pe o suprafață mare imaginea nu este lipsită de justețe, redusă la dimensiunile la care ne referim nu ne satisface, întrucît : (a) ne obligă să admitem formarea unui relief foarte accidentat al calcarelor, cu denivelări pînă la 400 m, într-un interval relativ scurt ; (b) nu explică uniformitatea litologică și de grosime a complexului lagunar în cele două blocuri și (c) nu explică lipsa remanierilor de calcare pe tot perimetrul blocurilor și prezența lor exclusivă pe rama nordică (Dunărea), unde se afla țărmul mării la finele jurasicului — începutul cretacicului.

5. Caracterul litologic al complexului lagunar este în general uniform, ca și poziția lui față de formațiunile ce-l încadrează. Cu privire la aceasta dispunem de un studiu mai detaliat asupra forajului 14 Dunărea, întocmit de V. C. P a p i u.

După ce a traversat pe grosime mică marne pliocene și depozite apțiene fosilifere (fig. 2) în facies continental, la 56 m forajul a pătruns în calcare cretoase ușor grezoase, de culoare albă-cenușie, cu intercalații rare de marne calcaroase, cenușii, pe care le putem atribui cel mult părții bazale a barremianului. Calcarele conțin numeroase testuri de foraminifere și fragmente de bivalve bine conservate și un mic adaos, 2%, de cuarț detritic.

La 78,5 m se intră în marne cenușiu-verzui, cu adaos subordonat de material detritic : cuarț psamitic 5% și rar zircon. În asociație apar calcare fin granulare cu resturi de foraminifere, briozoare și bivalve, foarte rare granule de glauconit.

La 87,50 m din nou marne cu concentrații lenticulare de substanță argilo-oxidică, care imprimă, la scara microscopică, o vagă orientare.

La 95 m asocieri de marno-calcare cu conținuturi reduse de cuarț (5%) și sporadic zircon.

La 124 m, calcare oolitic-organogene, alcătuite din resturi întregi sau numai fragmente de foraminifere, bivalve și ceea ce este de subliniat, resturi de thaluri de Characee, care denotă un aport de material de origine lacustră, asociate cu ostracode. În mare majoritate fragmentele organogene au funcționat ca centre de oolitizare, fiind învelite în cruste calcaroase. Se remarcă faptul că unele oolite sînt sparte, ceea ce poate fi pus în legătură cu un proces de transport abraziv ulterior procesului de precipitare. Întregul ansamblu relevă un țărm apropiat și o climă aridă, iar ca vîrstă cretacicul cel mai inferior.

Succesiunea marnoasă continuă pînă la 131,5 m și este urmată de calcare grezoase (136 m), cu un conținut mai mare — pînă la 25 % — de granule detritice, cu dimensiuni siltitice și psamitice fine, în care intră : cuarț și cuarțite 20%, feldspat oligoclaz 5%, urme de muscovit, clorit, zircon.

Considerăm aceste granule detritice ca transportate de pe relieful nord-dobrogean, la etapa respectivă mai extins spre NV.

Roca mai prezintă indicii slabe de silicifiere diagenetică (8% opal).

La 143 m, argilite asociate (144) cu gresii calcaroase microconglomeratice, caracterizate prin prezenţa şisturilor verzi dobrogene (43%), alături de granule psamitice grezoase de cuarţ (10%) şi cuarţit (5%), calcare preexistente cu resturi organice (35%), granule de feldspat (2%), sporadic biotit şi epidot. Totul este prins în ciment calcitic de recristalizare (5%), produs prin autocimentare, pe seama materialului granular calcaros. Acest material, şi în special entrocele de crinoide, este regenerat diagenetic cu calcit de neoformaţiene.

La 163 m, calcarul foarte uşor argilos are un caracter sublitografic şi este asociat cu calcare organogene ce conţin resturi variate de bivalve, gasteropode, foraminifere (mai ales miliolide şi nodosarii), brahiopode şi ostracode. Materialul detritic-psamitic fin grosier reprezintă circa 10% şi conţine cuarţ, cuarţite, titanit.

La 170 m, calcar organogen de componenţă mai puţin variată. Conţine şi granule de pirită.

La 192,50 m, acelaşi calcar care a suferit procese avansate de dislocare şi reprecipitare diagenetică. El conţine adaosuri de granule de cuarţ detritic şi turmalină (5%).

La 197 m reapar şisturi marnoase, iar la 204 m calcare organogene puternic diagenizate, iniţial se pare cu un caracter cretos.

La 223 m, în complexul marno-calcaros apare gipsul, în cea mai mare parte fibros. Frecvent, gipsul este deshidratat, indicînd culorile de birefringenţă ale anhidritului şi conţine mici cantităţi de material marnos, fie sub formă de insule submilimetrice, fie difuz, fapt ce denotă o sedimentare mai mult sau mai puţin singenetică şi o trecere gradată la complexul marnos-calcaros de deasupra.

La 226 m roca este un gips cu structură granulară, pe alocuri fibroasă. Indivizii cristalini prezintă contururi geometrice şi indicii de maclare, precum şi de deshidratare, cu formare de anhidrit.

La 244,70 m, o intercalaţie de calcar oolitic pînă la pseudooolitic, cu masa interstiţială dintre corpusculi ocupată de gips fibros. Materialul originar al rocii, reprezentat prin fragmente foarte mici organogene, oolitizate, ca şi prin pseudooolite, indică un depozit iniţial calcaros marin, de tipul menţionat mai sus (143 m, 124 m), în care gipsul constituie o neoformaţiune diagenetică, depus sub acţiunea unor soluţii sulfatate.

La 246,80 m, marne cu slabe adaosuri de cuarţ (5%) şi de foraminifere diagenizate, indicînd condiţii de sedimentare marină propriu-zisă.

La 250 m, gipsul apare într-o gresie calcaroasă, atît ca mineral autigen (cristale tabulare şi depuneri fibroradiare), cît şi sub forma de granule remaniate. Procesul de diageneză pare să fi fost bilateral (substituţia calcitului prin gips, precum şi a gipsului prin calcit), fără a se putea preciza ordinea de timp a celor două procese.

La 267,50 m, calcar organogen asociat cu o intercalaţie de gips fibros, care conţine granule de calcit şi cuarţ. Apar deci fenomene de substituţie a calcitului interstiţial de umplere a golurilor cu gips fibros.

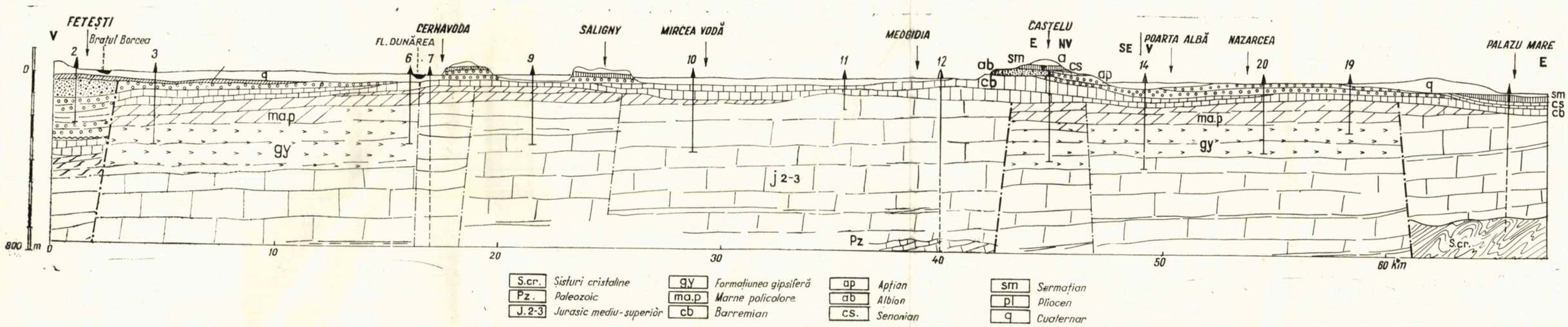
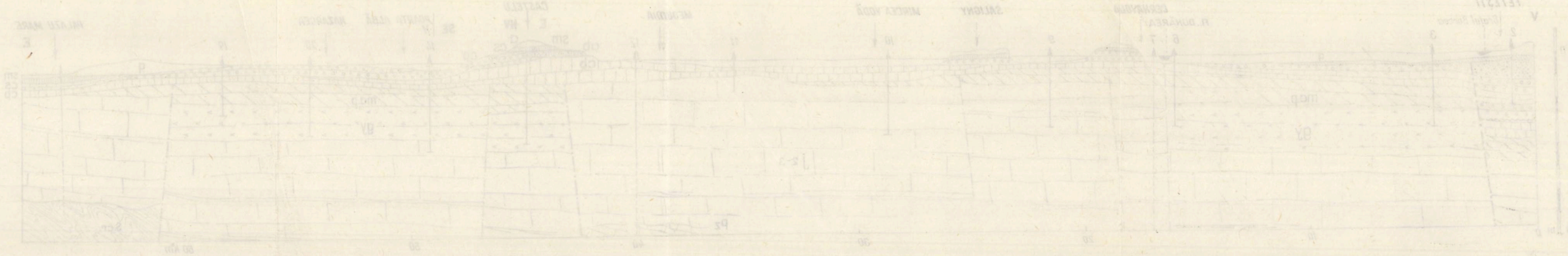


Fig. 2. — Profil geologic între Fetești și Constanța.



La 272,80 m, marne compacte cu resturi organice și mici cantități de material detritic, care le dau aspect șistos.

La 291,50 m, marnele sînt calcaroase, pînă la calcare prăfoase, avînd impregnații subordonate de anhidrit.

La 299,30 m, aceleași + argile cu intercalații de gips fibros cu indici de deshidratare (aparțin culorilor de birefringență ridicată a anhidritului). În masa gipsului se remarcă anclave de argilă marnoasă submilimetrică, precum și două generații de gips, una primară, de precipitație neogenetică, inițială, și a doua diagenetică, de gips fibros, pe fisuri, cu aspect nodulos sau anhidrit compact, alb mat.

În intervalul dintre 223 — 300 m predomină gipsurile.

Succesiunea arătată se poate completa de la adîncimea de 300 m în jos prin datele furnizate de forajul 9 Dunărea, situat la circa 1 600 m spre ENE și care a fost dus pînă la 460 m (—445 m).

Sub nivelul cu gips (—182 — 278,60 m), forajul a traversat un complex de marne și argile cu ton general cărămiziu, avînd în ele numeroase fragmente de calcar alb, jurasic, slab rotunjite, cu dimensiuni pînă la 7 — 8 cm.

Între 288 și 393 m predomină conglomeratele cu elemente de calcar, avînd dimensiuni mari (bolovani) și mici. Rar (414 m) intervin intercalații subțiri de pietriș-nisip. De la 400 m în jos predomină marnele cafenii-verzui și cenușii, cu trecere frecventă la gresii marnoase compacte, cu urme cărbunoase la 441 m. Spre bază (439—445, 446) apar intercalații subțiri, 0,10—1,30 m, de gipsuri.

Aparatul de foraj nepermițînd o adîncime mai mare, nu s-a atins baza complexului marno-grezos și conglomeratic. Ținînd seama de apariția la zi a calcarelor jurasic superioare (kimmeridgian) la mică distanță pe vale în amonte, considerăm că forajul s-a oprit foarte aproape de limita cu acestea.

6. Poziția și vîrsta complexului gipsifer poate reieși din analizarea forajelor din zona Cernavoda (Aurelia Bărbulescu, 1968; M. Chiriac, 1968; I. Drăgănescu, 1961; V. Ianovici și colab., 1961) și acestea pentru motivul că ele sînt amplasate aproape de baza malului drept, abrupt, al Dunării, mal în care G. Macovei (1911) și apoi alți cercetători au dovedit prezența pe baze paleontologice a depozitelor barremiene, hauteriviene și valanginian superioare. Proiectate pe abrupt, forajele permit întocmirea unei coloane litologo-stratigrafice, care depășește în sus și în jos coloana forajelor de la Dunărea (Boasgic), putîndu-se face următorul tablou :

a. Depozite care apar la zi, în versant :	— calcare zoogene-grezoase cu *Ostraea*	
	— calcare cu rudiști	30 m — baremian
	— calcare cu foraminifere	
	— marno-calcare albicioase	10 m — hauterivian
	— calcare marnoase și grosolane cu *Valetia tombecki* etc.	intrarea în valanginian

b. Depozite traversate de foraje :	— calcare organogene cu intercalaţii subţiri de marne şi argile cu resturi de Characee	circa 125 m valanginian
	— marne cenuşii şi verzui-oliv cu intercalaţii de marne roşii ciocolatii şi intercalaţii rare de calcar cu *Diceras*	circa 80 m valanginian-berriasian
	— gipsuri şi anhidrite albe, rar roz, în masă de marno-argile cu calcare marnoase	— wealdian —
	— călcare dolomitice	circa 220 m purbekian circa 400 m kimmeridgian oxfordian

Precizăm că o serie de analize micropaleontologice făcute de T h e o d o r N e a g u indică prezenţa sistematică a ostracodelor şi characeelor de tip wealdian-purbekian, în orizontul marnos, policolor, care se situează la 30—40 m deasupra gipsurilor (comunicare orală).

7. Cadrul paleogeografic al regiunii în timpul de la sfîrşitul jurasicului se poate deduce din elementele expuse mai sus.

Ele sugerează că nu departe spre N de linia Ovidiu—Capidava se dezvolta un uscat, pe întinsul căruia şisturile verzi şi catena nord-dobrogeană erau încă de pe atunci descoperite şi supuse unei eroziuni lente, sub un climat cald şi arid. Către linia sudică de ţărm a acestui uscat insular, nu prea înalt şi relativ monoton, se transportau puţine materiale detritogene, energia de relief fiind mică, precipitaţiile rare şi, în consecinţă, cursurile de apă scurte şi rău formate. Distrugerea rocilor preexistente se făcea mai mult sub acţiunea variaţiilor de temperatură, iar la ţărm sub acţiunea valurilor şi curenţilor. Se explică astfel raritatea şi dimensiunile mici ale fragmentelor de şisturi verzi remaniate în intercalaţiile grezoase şi prezenţa aproape exclusivă a calcarelor slab rotunjite în orizontul argilos conglomeratic pe care se dispun gipsurile în zona Dunărea (Boasgic).

Este de presupus că la bordura uscatului, calcarele malmului constituiau o barieră slab ridicată şi puţin sculptată. Aceleaşi calcare constituiau spre sud o platformă, actuala Platformă sud-dobrogeană, pe întinsul căreia adîncimea apelor nu depăşea pe aceea a soclului continental în general. Pînă la finele kimmeridgianului aici se dezvoltase o vastă activitate recifală, care contribuise în mare măsură la edificarea calcarelor.

O tendinţă generală de ridicare, manifestată probabil sub impulsul mişcărilor cimmeriene noi, duce la încheierea episodului recifal şi la instalarea, pe fondul calcaros-biogen, a unui scurt episod lagunar. El reflectă astfel o formaţiune de regresiune la finele perioadei jurasice. În apropierea ţărmului, calcarele în exondare furnizează bolovanii de calcar traversaţi de forajul 9 Dunărea, între 290 şi 460 m. Spre larg, materialul grosier scade şi se face trecerea la partea inferioară a complexului gipsifer.

Reducerea reliefului de țărm în urma eroziunilor, oarecare pauză în desfășurarea mișcărilor pe verticală, interpunerea probabilă a unor bariere recifale spre larg și în special climatul arid au constituit elemente care au permis concentrarea apelor marine și precipitarea sulfatului de calciu, în alternanțe neregulate cu material detritogen fin. Zona posibilei apariții de gipsuri este deci paralelă cu țărmul, pe o lățime de cîțiva zeci de kilometri.

Această zonă, cu inerentele variații de formă și relief de fund, se extindea, după cît se pare, mai departe spre vest, oarecum în jurul reliefului nord-dobrogean.

Indicii despre prezența complexului gipsifer se dețin de la un număr de sonde situate la vest de valea Dunării (Smirna, Ianca etc.), precum și de la sonde situate în Depresiunea predobrogeană.

În intervalul de timp cît durează aceste condiții, care corespunde cu sfîrșitul perioadei jurasice, are loc depunerea pe o grosime de aproximativ 200 m a formațiunii gipsifere. Adîncimile din ce în ce mai mari la care formațiunea gipsiferă se află spre VNV denotă un proces de scufundare lentă în această direcție. Cu unele oscilații, de care nu ne ocupăm, scufundarea a continuat pînă în timpurile cele mai noi, după cît se pare ca o compensare a ridicărilor ce au avut loc în zona cutată a orogenului carpatic.

8. Despre vîrsta formațiunii gipsifere din Dobrogea centrală nu s-a afirmat nimic pînă în prezent, ea fiind necunoscută, dar s-au atribuit nivelelor cu gipsuri relevate în unele sonde adînci de la V de Dunăre vîrste variind între apțian și valanginian.

Fără a avea intenția să modificăm aceste puncte de vedere pentru regiunile respective, precizăm că pentru complexul gipsifer din regiunea Cernavodă și Nazarcea considerăm mai potrivită vîrsta purbekian-wealdiană. Din nefericire nu dispunem de o faună mai concludentă în acest sens și rămînem în bună parte la argumentele litologico-stratigrafice expuse mai sus.

CONCLUZII

1. În succesiunea depozitelor mezozoice din regiunea Feteşti — Constanța, și anume la nivelul purbekian-wealdian se interpune un complex gipsifer, care poate atinge circa 240 m grosime normală. Depunerea acestui complex a avut loc într-o fază marină regresivă sub un regim de climă caldă, semiaridă. În depozitele respective, prin prezența ostracodelor și a characeelor, apar și indiciile unor episoade lagunar-lacustre.

2. Un sistem rectangular de falii orientate, grosso modo, N—S și V—E, a afectat regiunea după depunerea complexului gipsifer și a marno-argilelor policolore care le urmează. Blocurile separate prin falii au suferit importante mișcări diferențiate pe verticală, fapt care a condus la erodarea completă a complexului lagunar din blocurile ridicate (Medgidia, Constanța) și la conservarea lui pe blocurile afundate (Cernavoda, Nazarcea). Depozitele barremiene, cu caracter transgresiv, se dispun în blocurile ridicate direct pe calcarele dolomitice ale malmului, iar în blocurile afundate urmează aparent concordante pe marno-argilele policolore.

3. Aria de acumulare a depozitelor gipsifere a fost cu mult mai mare şi a urmărit, în general, bordura reliefului ce ocupa la epoca respectivă Dobrogea de nord şi de centru, avînd o prelungire spre NV, în sudul Moldovei.

Gipsurile semnalate în foraje la adîncimi mai mari, în stînga Dunării, în sudul Moldovei şi deltă, şi care se atribuie în general părţii terminale a jurasicului, sau cretacicului inferior, aparţin aceluiaşi episod. Poziţia actuală a gipsurilor, din ce în ce mai coborîtă spre NV, a fost determinată, în afară de decalajele pe falii, de mişcările regionale pe verticală (epirogenetice) ale vorlandului din regiunea Dunării de jos, ecouri ale mişcărilor alpine de cutare, ce au avut loc în cadrul orogenului carpatic.

SUR LA PRÉSENCE D'UNE FORMATION GYPSIFÈRE D'ÂGE PURBÉKIEN-WÉALDIEN DANS LA RÉGION FETEŞTI-CONSTANŢA

RÉSUMÉ

Des forages à carottage continu et à 460 m de profondeur, exécutés dans la région Feteşti-Constanţa, ont traversé, avant d'atteindre les calcaires dolomitiques du kimmeridgien, un complexe lagunaire à gypses et anhydrites de 240 m d'épaisseur non mentionné jusqu'à présent. La zone d'investigation représente 600 km^2, ayant une forme allongée de l'ouest à l'est, en direction de la vallée Cara-Su (fig. 1). On a distingué, d'après le mode d'apparition du complexe gypsifère dans les forages, deux compartiments : celui de Cernavoda à l'ouest et celui de Nazarcea à l'est.

La conservation du complexe gypsifère dans ces deux compartiments s'explique par l'intervention, avant la sédimentation des dépôts barrémiens, de quelques failles qui ont provoqué des déplacements verticaux (fig. 2)

Les gypses des compartiments enfoncés sont suivis de marnes. polychromes associées aux calcaires et ensuite, sans interruption apparente, de calcaires et de marnes barrémiennes.

Dans les compartiments élevés, les dépôts barrémiens sont disposés sur la surface d'érosion des calcaires dolomitiques kimmeridgiens.

Le complexe lagunaire apparaît comme une formation de régression de 240 m d'épaisseur sur la verticale ; il est suivi par un complexe de calcaires et marnes polychromes de 120 à 150 m d'épaisseur.

Sur les marnes polychromes se disposent des calcaires zoogènes hauteriviens et barrémiens (Cernavoda).

Dans la zone du village Dunărea (Boasgic) la moitié inférieure du complexe gypsifère est envahie par des blocs de calcaires et marnes argileuses couleur de brique, de formation littorale et continentale.

La succession géologique et la présence de certaines formes d'Ostracodes et de Characées a permis d'établir pour la formation gypsifère l'âge jurassique supérieur et crétacé inférieur en facies purbékien-wéaldien.

Il paraît que la sédimentation de ce complexe ait eu lieu sous un climat chaud et aride, près de la bordure d'un territoire insulaire constitué à l'époque par des éléments géologiques appartenant à la Dobrogea du

nord et à la Dobrogea centrale. Les traces de cet épisode lagunaire apparaissent à des niveaux variables dans les forages de la zone située à l'ouest du Danube (Smirna, Ianca), au sud de la Moldavie et dans le Delta du Danube.

BIBLIOGRAFIE

ATANASIU I. (1940), *Privire generală asupra Dobrogei*, Iași

BĂNCILĂ I. (1963), *Raionarea tectonică a teritoriului R.P.R.*, Bul. Doc. Min. Petrol., București.

BĂRBULESCU AURELIA (1961), *Contribuții la studiul jurasicului din Valea Tichelești*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., **IV**, *4*.

— (1968), *Les faciès du jurassique dans la partie ouest de la Dobrogea Centrale (Roumanie)*, An. Inst. Geol. Publici Hungarici, **LIV**, *2*, Budapest.

CĂDERE R., SIMIONESCU N. (1963), *Concluzii preliminare privind hidrogeologia lacului Siut-Ghiol*, I.S.C.H., Studii de hidrogeologie, **I**.

CĂDERE R., EWA I., FRUGINA E., ȚENU S. (1967), *Rezultate ale observațiilor din rețeaua hidrologică a Luncii Dunării*, I.S.C.H., Studii de hidrogeologie, **V**.

CHIRIAC M. (1968), *Notă explicativă pentru harta sc. 1 : 200 000 — foaia Constanța*, Com. Stat Geol., Inst. geol., București.

DRĂGĂNESCU I. (1961), *Cercetarea condițiilor hidrogeologice ale zăcămîntului de minereu de fier de tip Palazul Mare*, Rev. minelor, **XII**, *8*.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D., MUTIHAC V., MIRĂUȚĂ O., CHIRIAC M. (1961), *Aperçu général sur la Géologie de la Dobrogea*, Guide des excursions, Vème Congrès Ass Géol. Carp.-Balk., București.

LITEANU E., GHEORGHIU C. (1965), *Date noi care rezultă din studiul carotelor obținute din unele foraje hidrogeologice executate în Dobrogea de N. și Delta Dunării*, Bul. Soc. șt. nat.-geogr. din R.P.R.

MACOVEI GH. (1911), *Sur l'âge et la variation des faciès des terrains sédimentaires de la Dobrogea méridionale*, C. R. Inst. Géol. Roum., **II**.

NICULESCU M. (1965), *Date noi asupra geologiei Lacului Techirghiol*, Soc. șt. nat.-geogr., Com. geol., **III**.

PATRULIUS D., ORGHIDAN L. (1964), *Contribuții la studiul faunei neojurasice din v. Casimcei (Dobrogea centrală)*, Lucr. Inst. speol., **III**, București.

PROTOPOPESCU-PACKE EM., CIOCÎRDEL R. (1955), *Considerațiuni hidrogeologice asupra Dobrogei*, Com. geol., St. tehn. econom., Seria E, **III**.

SIMIONESCU I. (1911), *Straturile jurasice dintre Hîrșova și Boasgic (Dobrogea)*, An. Inst. geol. Rom., **III**.

Intrat în redacție la 10 noiembrie 1972

Institutul de studii și proiectări hidroenergetice, București

PROBLEME GEOLOGICE ÎN BAZINELE NEOGENE DIN VESTUL ROMÂNIEI

DE

MIRCEA PAUCĂ

55(05)

Generalităţi. La contactul dintre Carpaţii Orientali, Munţii Apuseni şi sectorul de vest al Carpaţilor Meridionali, pe de o parte, şi Depresiunea Dunării mijlocii [1], pe de altă parte, se dezvoltă 15 bazine neogene care posedă numeroase caractere comune, dar şi unele distinctive. Acestea sînt bazinele : Maramureş, Oaş, Baia Mare, Silvania, Vad, Beiuş, Zărand, Bega, Caransebeş, Mehadia, Bozovici, Bîrzava, Caraş, Sicheviţa şi Orşova. Problemele care se pun în aceste bazine sînt : prezenţa sau absenţa depozitelor prebadenian superioare, a subetajului buglovian, a fazei continentale sarmaţian superioare, geneza faunei dulcicole pliocene şi condiţiile ecologice determinate de mişcările scoarţei, climat, curenţi etc., în care se dezvoltau faunele neogene, momentul transgresiunii pliocene şi rolul magmatismului. Rezolvarea acestor probleme a întîrziat din cauză că în trecut separările stratigrafice au fost bazate numai pe criterii litologice şi paleontologice, ele fiind stabilite independent de fazele de diastrofism, pe atunci încă necunoscute, dar despre care astăzi ştim că au determinat modificări paleogeografice vaste, cu consecinţe multilaterale şi adînci.

Prebadenianul superior. Deşi în ţările din restul depresiunii toate etajele miocenului presarmaţian au fost descrise pe suprafeţe apreciabile, la noi este cunoscută prezenţa numai a badenianului superior pe suprafeţe vaste, în timp ce etajele miocene precedente au fost semnalate numai sporadic şi nu sînt acceptate unanim.

Problema importantă care se pune astăzi în bazinele neogene nu este numai aceea de a se înlocui denumirile clasice ale etajelor cu alte denumiri noi, ci de a se constata că în regiunile din interiorul arcului carpatic majoritatea etajelor miocene, separate cu aproape 100 de ani în urmă, nu constau, cum s-a crezut iniţial, fiecare din cîte un singur facies litologic şi biostratigrafic. Într-adevăr, mările din trecut, la fel cu cele actuale, au prezentat şi ele în diferitele lor sectoare faciesuri litologice şi asociaţii faunistice diferite. Într-o veche concepţie stratigrafică, diferitele faciesuri

[1] Prin „depresiune" înţeleg în continuare „Depresiunea Dunării mijlocii".

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 127–141, Bucureşti, 1973

ale aceleiaşi mări au fost descrise pe atunci de geologi ca reprezentînd tot atîtea etaje, conform preocupărilor din acel timp de a separa un număr cît mai mare de etaje, ca şi de specii fosile. Ulterior, printre fosile s-a constatat că numeroase specii reprezintă stări de conservare, sinonimii etc. Asemenea sinonimii se constată şi printre etaje.

În sectorul românesc al depresiunii s-a constatat încă de mai bine de 100 de ani existenţa neîndoielnică a badenianului, iar ulterior şi a unor suprafeţe minime de aquitanian, burdigalian şi helveţian. Lipsa din regiune a evaporitelor, care pînă nu de mult erau atribuite la noi exclusiv aquitanianului, a determinat pe geologi să fie prudenţi în problema separării acestui etaj. Existenţa aquitanianului a fost discutată fără a fi acceptată, în 1909, de G. Macovei în Bazinul Orşovei, iar A. Drăgulescu şi colab. (1968) au atribuit acestei vîrste pe harta la scara 1:200 000, foaia Timişoara, un petic mic de conglomerat, gresie şi argilă roşie pe valea Poliţioanei la Soceni. Cercetările lui Voicu (1951) şi Fl. Marinescu şi Josefina Marinescu (1962) au dovedit că în Bazinul Orşovei nu poate fi vorba de sedimente de vîrstă miocenă inferioară şi medie, ci ele aparţin toate badenianului. La aceeaşi concluzie am ajuns noi examinînd profilul de pe valea Poliţioanei.

Burdigalianul a fost identificat de Şt. Mateescu (1927) în Bazinul Silvaniei atît la zi, cît şi în forajul de la Crişeni. Speciile de *Pecten*, *Pyrula*,*Cytherea* şi *Pholadomya* din această regiune, atribuite de K. Hofmann (1879) burdigalianului, aparţin de fapt badenianului, iar prezenţa conglomeratului nu mai poate fi folosită şi astăzi, ca uneori în trecut, pentru identificarea acestui etaj. Conglomeratul apare în baza depozitelor badenian superioare reprezentate prin faciesul de Leitha bogat în fosile. Astăzi este bine stabilit că geneza complexelor conglomeratice a necesitat un timp foarte redus care nu poate corespunde duratei unui etaj.

Burdigalianul a mai fost identificat de Tr. Ichim şi colab. (1967) în forajele de la Oradea, iar de O. Clichici (1973) la zi, în Bazinul Silvaniei. Vîrsta burdigaliană a micro- şi macrofaunei este bazată în aceste lucrări pe acea veche concepţie care dă asociaţiilor fosilifere numai o valoare cronostratigrafică, nu şi una facială. Burdigalianul şi helveţianul au mai fost separate cu peste 60 de ani în urmă şi de G. Macovei în Bazinul Orşovei. Cercetările amintite ale lui Gh. Voicu şi Fl. Marinescu au dovedit vîrsta badeniană a acestor depozite cu toată prezenţa unei bogate macrofaune atribuită în acel timp acestor două etaje. Este cazul să remarcăm că, în general, geologii care au semnalat prezenţa acestor etaje n-au căutat să explice motivele pentru care depozitele lor apar numai pe suprafeţe aşa de mici.

Condiţiile continentale de pe marginea de est a depresiunii în timpul întregului paleogen au continuat pe marginea de vest a ţării pînă în badenianul mediu inclusiv. Lipsa evaporitelor pe întreaga suprafaţă a acestei mari unităţi structurale a Europei centrale este un argument hotărîtor în această privinţă. În sectorul de vest al Depresiunii Dunării mijlocii, geologii ţărilor respective au separat depozitele miocene prebadeniene încă de acum un secol şi le-au atribuit asociaţii faunistice caracteristice într-un timp cînd nu se ţinea seama de faptul că faunele posedă nu numai o valoare cronostratigrafică, ci, în primul rînd, una ecologică.

Rămîn de lămurit cauzele pentru care, în bazinele de pe marginea de vest a țării, depozitele prebadeniene lipsesc sau, în orice caz, acoperă suprafețe minime și sînt contestate, în timp ce în sectorul de vest al acestei vaste depresiuni ele abundă. Ținînd seama de faptul că în regiunile de vest ale depresiunii, odată cu puternica ridicare suferită de terminația estică a lanțului alpin încă din timpul pliocenului inferior, depozitele prebadeniene au suferit și ele o ridicare apreciabilă și au fost supuse unei eroziuni intense, ne întrebăm cum au putut aceste depozite să se conserve acolo pe suprafețe mai vaste ca pe marginea de vest a Munților Apuseni care au suferit ridicări importante abia începînd cu pliocenul superior și au fost astfel ferite de eroziune un timp mai îndelungat.

Badenianul. Referindu-ne la badenianul din bazinele vestice ale țării, problema care se pune este dacă acest etaj apare în întregime, așa cum susține majoritatea cercetătorilor bazîndu-se pe criterii litologice sau faunistice, sau apare numai parțial. Noi apreciem că atît pe teritoriul României vestice, cît și în întreaga Depresiune a Dunării mijlocii există numai depozite de vîrstă badenian superioară întrucît dacă ar exista și depozite badeniene medii, acestea ar trebui să fie reprezentate în mod obligatoriu prin evaporite, care însă lipsesc cu desăvîrșire în întreaga depresiune.

Într-adevăr, condițiile climatice existente pe suprafețe imense ale Eurasiei, reprezentate printr-o temperatură foarte ridicată și o ariditate extremă, care au determinat în Bazinul Transilvaniei depunerea unei cantități enorme de evaporite, ar fi determinat depunerea acestora și în întreaga Depresiune a Dunării mijlocii dacă aceasta ar fi fost acoperită de apele Mării Paratethys, așa cum admite majoritatea geologilor. Lipsa evaporitelor din depresiune este pentru noi un indiciu cît se poate de sigur că scufundările care au provocat invazia apelor Paratethysului nu începuseră încă și că viitoarea depresiune reprezenta în badenianul mediu continuarea fazei continentale existente încă din paleogen. Prezența frecventă, în baza depozitelor atribuite badenianului, a rocilor colorate în roșu reprezintă de asemenea un argument hotărîtor în favoarea existenței uscatului care s-a dezvoltat acolo și în badenianul mediu. Cît privește existența unui badenian inferior, despre acesta cu atît mai mult nu poate fi vorba în bazinele cercetate.

Confuzia, care domnește în privința încadrării cronostratigrafice a depozitelor miocene presarmațiene, se datorește în bună parte faptului că problemele stratigrafice au fost soluționate numai pe baze paleontologice. Or, cînd este vorba de separări fine, fosilele nu reprezintă un criteriu infailibil, întrucît repartiția lor este legată în primul rînd de condițiile ecologice reprezentate prin : salinitatea apelor, temperatură, adîncime, aerisire, curenți, hrană etc. Aceeași specie care, datorită modificărilor ecologice n-a mai găsit condiții adecvate în regiunea în care locuia anterior, a putut supraviețui timp îndelungat în alte regiuni cu condiții ecologice favorabile.

Datorită prezenței unor ape în general puțin adînci în toate bazinele cercetate, badenianul superior s-a dezvoltat predominant sub faciesul litoral bogat în fosile. Pe întreaga suprafață acoperită de ape a țării trecea în badenianul superior un curent de ape oceanice calde și bine aerisite care favorizau dezvoltarea unor faune și flore excepțional de bogate, reprezen-

tate prin micro- şi macroforaminifere, corali recifogeni, echinizi şi, mai ales, prin multe moluşte. Flora era reprezentată prin diatomee, favorizate de prezenţa cineritelor, şi prin algele roşii ale genului *Lithothamnium*.

Caracteristica faunei badenian superioare este extraordinara bogăţie în genuri şi specii care posedă adesea talie mare, cochilie groasă şi ornamentaţie abundentă. I o a n a P a n ă şi G e r t r u d a R a d o (1972) au determinat numai din Bazinul Beiuşului 103 genuri şi 145 de specii badeniene. Încă de peste 150 de ani a devenit celebră fauna badenian superioară de la Lăpugiu şi Coştei din bazinul Begăi, dar de atunci au fost descoperite şi alte localităţi în care faunele badenian superioare nu stau cu nimic mai prejos. Ne gîndim la Miniş (jud. Arad), Delineşti (jud. Caraş-Severin), Bahna (jud. Mehedinţi), Rîpa (jud. Bihor), Tusa, Preuteasa şi Şimleu Silvaniei (jud. Sălaj). În toate bazinele fauna şi flora erau compuse din aproximativ aceleaşi genuri şi specii. Cea mai săracă este fauna badeniană din bazinele Maramureş şi Oaş, unde ea nu avea condiţii de dezvoltare favorabile, datorită sedimentării intense care caracteriza aceste bazine mărginite de sedimente în facies de fliş supuse unei eroziuni rapide, precum şi datorită erupţiilor învecinate de asemenea intense. Dacă astăzi, la o privire fugară, constatăm totuşi unele diferenţe între listele faunistice ale diferitelor bazine, cauza trebuie căutată în stadiul adesea diferit al cercetărilor, precum şi în faptul că speciile au fost determinate de cercetători diferiţi la date diferite, acelaşi fosil primind denumiri deosebite în raport cu bibliografia de care dispunea cercetătorul. Desigur că au existat şi unele deosebiri ecologice relativ mici care caracterizau diferitele sectoare ale bazinelor impunînd predominarea unora sau altora dintre specii.

La sfîrşitul badenianului, mişcările din faza moldavică au avut ca prim efect întreruperea legăturilor oceanice ale Mării Paratethys prin ridicarea unor bariere în regiunile situate la vest de Depresiunea Dunării mijlocii. Curentul de apă caldă, care a scăldat regiunile carpatice în badenianul superior, a dispărut de prin regiunile noastre după o existenţă nu prea îndelungată. Marea Sarmatică, care a succedat, poseda dimensiuni care depăşeau pe acelea ale Mării Mediterane actuale dar, în loc să primească curenţi oceanici calzi, acumula apele dulci şi cu o temperatură relativ scăzută ale rîurilor ce veneau dinspre nord de pe platforma continentală est-europeană. Spre deosebire de marea badenian superioară, în care curenţii uniformizau distribuţia vieţuitoarelor, în Marea Sarmatică aceştia aveau o importanţă redusă, astfel că în diferitele sectoare destul de independente ale acestei mări, pe suprafaţa căreia lanţul carpatic se individualiza tot mai clar, se dezvoltau faune întrucîtva deosebite.

Problema buglovianului. Limita badenian—sarmaţian a ridicat problema subetajului buglovian. În regiunile situate în exteriorul Carpaţilor, precum şi în regiunea de nord a Bazinului Transilvaniei, între depozitele badeniene şi cele sarmaţiene se constată prezenţa unui complex de marne şi gresii cu o grosime pînă la cîteva sute de metri, caracterizate printr-o faună săracă reprezentată în special prin ervilii. De la o regiune carpatică la alta, depozitele atribuite acestui subetaj, ataşat de unii geologi badenianului, iar de alţii sarmaţianului, posedă totuşi o faună variată al cărei caracter predominant este cel salmastru. Remarcăm că în U.R.S.S., unde aceste depozite au fost separate pentru prima dată cu aproape 100 de ani în urmă, astăzi nu li se mai atribuie importanţa care li s-a dat iniţial. Nic

unul dintre geologiii care activează în depresiune n-a vorbit despre aceste strate. Singurii care le-au constatat prezența în bazinele vestice sînt E. Nicorici (1972) și Q. Clichici (1973) care vorbesc despre prezența buglovianului în Bazinul Silvaniei, unde sedimentele acestui subetaj posedă o grosime de numai cîțiva metri și nu pot fi separate cartografic.

Noi apreciem că în separarea acestui subetaj s-a urmat același drum facil de a se constata existența unei subdiviziuni cronostratigrafice, bazată pe dezvoltări litologice și biostratigrafice particulare, în loc de a se căuta să se lămurească condițiile paleogeografice, diastrofice, ecologice și de sedimentare care au dat naștere acestui facies cu o dezvoltare locală dintre cele mai diferite. Se constată anume dezvoltarea sa apreciabilă numai în regiunile caracterizate printr-o scufundare intensă, situate în imediata apropiere a zonelor caracterizate printr-o ridicare majoră, și grosimi neînsemnate pe suprafețele blocurilor stabile. Noi apreciem că depunerea sedimentelor sale cu grosimi spectaculoase a fost consecința imediată a eroziunii intense declanșată în timpul cutărilor din faza moldavică.

Faza continentală sarmațian superioară. O altă problemă cronostratigrafică constă în lămurirea evenimentelor petrecute în bessarabian. Cercetătorii din întreaga depresiune constată existența documentelor biostratigrafice numai pentru sarmațianul inferior și începutul celui mediu. În întreaga depresiune lipsesc asociațiile faunistice kersoniene, caracteristice regiunilor din exteriorul arcului carpatic. Această lipsă este ușor de înțeles pentru motivul că în diferitele depresiuni componente ale acestei mări vaste, în funcție de condițiile ecologice deosebite — în special de salinitate — existente în ele, s-au dezvoltat asociații faunistice deosebite. Marea majoritate a geologilor români, care au studiat depozitele bazinelor neogene din vestul țării, au constatat că în afară de faunele volhiniene bine reprezentate există și faune care aparțin bessarabianului. Totuși, într-o lucrare recentă, Ioana Pană și Gertruda Rado (1972) au constatat în Bazinul Beiușului prezența numai a asociațiilor caracteristice volhinianului. Întrucît M. Paucă (1935) și apoi numeroși alți geologi au constatat în Bazinul Beiușului, precum și în toate celelalte bazine existența și a bessarabianului este greu de închipuit că, după depunerea volhinianului, singurul bazin al Beiușului a fost exondat, avînd o evoluție independentă și oarecum diferită de aceea a tuturor celorlalte bazine neogene din vest.

Noi am arătat încă de acum aproape 40 de ani (Paucă, 1935) că în Bazinul Beiușului apele s-au retras în timpul bessarabianului, iar cercetările ulterioare ne-au convins că această retragere a avut un caracter general în toate bazinele neogene din vestul țării (Paucă, 1954). O examinare cît de fugitivă a hărților geologice la scara 1 : 200 000 din regiunea de vest a țării arată cît de frecvent depozitele ponțiene acoperă direct pe cele badeniene, fără ca între ele să intervină prezența depozitelor de vîrstă sarmațiană, care au fost totuși depuse. În unele aflorimente se constată chiar numai grosimi minime ale badenianului datorită faptului că și acest etaj a fost supus eroziunii. Badenianul apare astfel sub formă de insule cu dimensiuni mici sub depozitele ponțiene care acoperă suprafețe întinse.

Lipsa frecventă, dar nu permanentă, a depozitelor sarmațian inferioare-medii din toate bazinele la contactul dintre badenianul superior și pliocen impune admiterea existenței unei perioade de eroziune în sarma-

țianul superior, cînd depozitele sarmațiene au fost îndepărtate în cea mai mare parte sau chiar total. Toți geologii sînt de acord asupra existenței acestei perioade de exondare și de eroziune din regiunea litorală a bazinelor. Ei se deosebesc însă în păreri de îndată ce este vorba de a se preciza importanța ce urmează să o atribuim retragerii apelor. În timp ce noi am avut dovezi încă de la început că apele kersonianului au evacuat întreaga depresiune, ca și întregul bazin al Transilvaniei, majoritatea geologilor a afirmat și continuă să afirme că este vorba numai de o mică retragere a apelor de la țărm înspre interiorul depresiunii și de o revenire a lor nu după mult timp. Totuși, golirea apelor din întreaga depresiune nu este un fenomen întîmplător, ci ea se încadrează în puternicele mișcări ale scoarței din faza attică, mișcări care au produs modificări paleogeografice importante. Astfel, după cum a dovedit și A. Vancea (1967), apele s-au retras și din Bazinul Transilvaniei, bazin în care anterior se admitea de asemenea continuitate de sedimentare între sarmațian și pliocen.

Nici unul dintre geologii care admit o retragere de mică importanță a apelor în kersonian nu se oferă ca, în sprijinul ideii sale, să ne precizeze sub forma unei hărți limita pînă la care s-au retras apele în acel timp, ca să știm ce suprafață din depresiune mai rămăsese totuși acoperită de ape. Iată însă că numeroase foraje executate în ultimii ani pentru prospectarea hidrocarburilor atît în cîmpia de vest a țării, cît și în Ungaria au constatat că, în mod frecvent, depozitele pliocene se așază direct peste cele badeniene sau peste depozite mai vechi, mezozoice, și chiar peste roci cristalofiliene. Această constatare este o dovadă indiscutabilă că activitatea de eroziune terestră din sarmațianul superior a avut loc nu numai pe marginea de vest a Munților Apuseni, ci a cuprins suprafața întregii depresiuni. În concluzie, începînd chiar din timpul bessarabianului, dar mai cu siguranță în kersonian, apele au fost evacuate total din depresiune, iar aceasta supusă eroziunii.

Un argument folosit frecvent de geologi în trecut în sprijinul continuității de sedimentare din sarmațianul superior pînă în pliocen este prezența în unele cazuri rare în același strat a unor exemplare de ceriți împreună cu numeroase exemplare de *Melanopsis*. Astăzi, o asemenea coexistență nu ne mai impresionează, întrucît este bine cunoscut că ceriții mor în apele dulci, după cum și melanopsidele în cele salmastre. Ceriții și melanopsidele nu pot conviețui în aceleași ape. După ce în unele puncte fosilifere de vîrstă pliocenă în afară de ceriți au mai fost găsite și specii marine badeniene sau chiar mai vechi, astăzi este clar că asemenea fosile au fost remaniate aduse de pe uscat de rîuri sau spălate de valuri din țărm.

Mulți geologi și-au întemeiat părerea asupra continuității de sedimentare pe indicațiile din foraje, în care pliocenul este dispus „fără nici un deranjament" peste sarmațian. Totuși, datele obținute din forajele obișnuite nu pot susține nici existența continuității, nici pe aceea a întreruperii sedimentării. Mai mult încă, chiar și unele deschideri la zi ne pot induce în eroare să admitem în unele situații, privite numai local, existența unei sedimentări continue, atunci cînd peste nisipuri sau marne sarmațiene s-au depus nisipuri ori marne pliocene cu aspect identic, iar fosilele lipsesc.

Geneza faunei dulcicole. O altă dovadă că în sarmațianul superior depresiunea era golită complet de apele salmastre o reprezintă caracterul faunei din stratele situate în acoperișul bessarabianului. Această faună

compusă din congerii, limnocardiacee şi melanopside, reprezentate adesea prin specii gigantice inexistente anterior şi nici astăzi, nu este o faună descendentă direct din cea sarmaţiană cu caracter marin, ci este o faună limnicolă mai veche, dezvoltată anterior timp îndelungat în rîuri şi în micile lacuri de tipul Balatonului actual, rămase pe continent în urma retragerii apelor bessarabianului.

În lacurile relicte şi în rîuri au existat condiţiile de definitivare a genezii iniţiate încă din miocenul inferior a faunei dulcicole. Odată cu invazia în depresiune a apelor dulci, aduse de rîuri în pliocenul inferior, această faună a găsit condiţii favorabile de dezvoltare pe o suprafaţă considerabilă. Nu există nici un document biostratigrafic în sensul că apele dulci ale pliocenului ar proveni printr-o îndulcire lentă şi continuă a apelor salmastre din sarmaţian, ci totul atestă că apele salmastre s-au retras, iar, după un oarecare interval de activitate erozivă, depresiunea a fost umplută de apele dulci ale rîurilor. Între faunele sarmaţiene şi cele pliocene din depresiune constatăm un hiatus deosebit de important.

Transgresiunea pliocenă. O problemă, care a rămas încă neclară, este aceea a momentului de umplere din nou cu ape a depresiunii. Mai de mult se admitea că depresiunea a fost acoperită de ape începînd cu ponţianul. Totuşi este posibil ca umplerea să fi avut loc chiar la limita inferioară a pliocenului, aşa cum acesta este înţeles de geologii care cercetează regiunile din exteriorul arcului carpatic. În consecinţă, Marea Pannonică a luat naştere în timpul ultimelor mişcări din faza attică. Datele paleontologice nu aduc dovezi indiscutabile în această problemă, deoarece faunele pliocene de apă foarte îndulcită sau chiar dulce posedă un caracter local pronunţat, iar numeroasele migraţii din pliocen nu permit a ne bizui pe ele cînd este vorba de separaţii stratigrafice fine aşa cum pretindem pentru depozitele pliocene.

La fel cu vîrsta depozitelor miocene presarmaţiene, vîrsta depozitelor din acoperişul sarmaţianului a provocat şi ea discuţii aprinse, care nici pînă astăzi n-au fost soluţionate. Pe la mijlocul secolului trecut geologii le atribuiau la două etaje : ponţian şi levantin. În a doua jumătate a secolului trecut, fiind bine cunoscut că pliocenul din depresiune se prezintă sub un facies care diferă de acela al pliocenului din alte regiuni ale Europei şi cum încă nu existau date suficiente pentru o împărţire în etaje, L. R o t h v. T e l e g d (1879) a propus pentru depozitele cuprinse între sarmaţian în pat şi cuaternar în acoperiş denumirea de etaj pannonian. Această denumire a rămas însă fără ecou timp de circa 50 de ani, pînă după 1920, geologii folosind mai departe termenii de ponţian şi levantin. În această situaţie, L. L ó c z y (1899) a propus denumirea de etaj pannonian-ponţian, prin care se înţelegea ponţianul în facies pannonic. Asupra vîrstei acestor depozite s-au iscat acum peste 30 de ani discuţii aprinse, în special între geologii maghiari, printre care remarcăm pe Şt. G a á l (1938), care atribuia pannonianului o vîrstă începînd cu miocenul terminal, şi S t. V i t a l i s (1941), care îi atribuie vîrsta pliocenă.

În 1924, cercetînd depozitele pliocene din Serbia şi în necunoştinţă de existenţa unei lacune de sedimentare şi a fazei de eroziune între sarmaţian şi pliocen, V. L a s k a r e v a adoptat termenul de pannonian în înţelesul că acesta, în afară de pliocen, include şi depozitele echivalente sarmaţianului superior din U.R.S.S. necunoscute în Depresiunea Dunării

mijlocii. Prin noua delimitare dată pannonianului, problema în loc să se simplifice s-a complicat şi mai mult. În scop de a se ieşi din încurcătură, St. Vitalis (1941) respinge termenul de pannonian ca producînd numai confuzii, în timp ce L. Strausz (1942) vorbeşte de un pannonian inferior şi de altul superior, ambele aparţinînd pliocenului.

Există şi geologi care vorbesc de un pannonian s. str., prin care înţeleg sarmaţianul superior plus meoţianul, şi un pannonian s. l. în înţeles de sarmaţian superior plus pliocenul inferior. Dar cu aceasta n-am epuizat nici pe departe discuţiile care au avut loc asupra etajului pannonian.

Situaţia în sectorul românesc al Depresiunii Dunării mijlocii este cît se poate de clară, în sensul că nu există depozite echivalente ca vîrstă sarmaţian lui superior pe care să le putem include într-un etaj pannonian. Continuitatea de sedimentare susţinută de numeroşi geologi mai puţin iniţiaţi în problemele regiunii se dovedeşte a fi o imagine falsă. Pentru aprecierea relaţiilor dintre sarmaţian şi pliocen pe teren este necesară o cunoaştere adîncită a situaţiilor locale pe suprafeţe cît mai vaste. Numai astfel se poate constata existenţa acelei eroziuni foarte intense care a îndepărtat cea mai mare parte din sedimentele abia depuse şi încă moi ale sarmaţianului, astfel că, la revenirea apelor la începutul pliocenului, noile sedimente au fost depuse frecvent direct peste depozitele de vîrstă badeniană sau mai veche. Ca să fim cît se poate de expliciţi, arătăm că eroziunea din sarmaţianul superior a fost incomparabil mai intensă ca cea actuală. Aceasta, deşi durează de peste două milioane de ani — întrucît pe marginea de vest a ţării ea a început încă din a doua jumătate a pliocenului —, a cruţat aproape totalitatea depozitelor pliocene.

Geologii care admit existenţa unui etaj pannonian corespunzător sarmaţian ului superior plus meoţianul comit eroarea de a plasa depozitele atribuite acestui etaj parţial într-un interval de timp cînd depresiunea reprezenta un uscat supus unei eroziuni intense şi nu era nicidecum acoperită de ape. Astăzi, cînd sîntem iniţiaţi suficient asupra numeroaselor faze de diastrofism, care au avut loc în spaţiul carpatic, nu mai putem proceda la separarea unor etaje fără să le punem în concordanţă cu modificările paleogeografice provocate de mişcările diastrofice. Noi apreciem că pliocenul din depresiune, mai mult decît probleme cronostratigrafice, pune în primul rînd probleme de facies, care pot fi rezolvate numai prin clarificarea condiţiilor de sedimentare şi ecologice cu totul particulare care au domnit în diferitele sectoare ale apelor Mării Pannonice. Printre mările actuale, Marea Pannonică poate fi comparată cel mai bine cu Marea Caspică, şi ea o mare închisă care a posedat în cuaternar legături temporare şi influenţe reciproce cu Marea Neagră. Marea Pannonică ar mai putea fi comparată în ceea ce priveşte salinitatea şi cu Marile Lacuri cu apă dulce din America de Nord.

În evoluţia Mării Pannonice putem distinge clar o primă etapă importantă, cînd sedimentarea avea loc cu o intensitate scăzută un timp îndelungat în condiţii de relativă linişte orogenică, ceea ce a permis depunerea unui complex predominant marnos, gros de peste 1 000 m. Această etapă a durat pînă la începutul mişcărilor din faza rhodanică. Fauna dezvoltată în această etapă, dominată de congerii, limnocardiacee şi melanopside, a fost atribuită încă de acum 100 de ani ponţianului. În timpul mişcărilor rhodanice, datorită ridicării blocurilor care alcătuiesc rama bazinelor cercetate, sedimentarea a început să se intensifice, depunîndu-se o alter-

nanță de marne și de nisipuri fine, uneori cu strate de lignit, aparținînd bazei pliocenului superior. Pe teritoriul României acest complex litologic este foarte sărac în faună în ambele faciesuri, de litoral și de larg, el conținînd în special unionizi mari și sculptați. Acestui complex îi atribuim o vîrstă corespunzătoare dacianului extracarpatic. Cu el, în bazinele cercetate, sedimentarea încetează.

Ultimele ape ale lacului, care au acoperit bazinele cercetate, aparțin bazei pliocenului superior cînd ele se retrăgeau spre regiunea de cîmpie din vestul țării, regiune care își continua scufundarea împreună cu întreaga suprafață a depresiunii. În acest timp, Munții Apuseni, împreună cu prelungirile lor vestice — munții Plopișului, Pădurea Craiului, Codru Moma și Drocea —, formate din roci preneozoice, erau antrenați într-o mișcare de ridicare tot mai intensă, dînd naștere reliefului lor actual caracterizat prin altitudini relativ mari. Limita sinuoasă prezentată de bazinele neogene vestice reprezintă o limită de eroziune, apele neogene și în special cele pliocene depășind mult marginile actuale ale bazinelor în exteriorul cărora constatăm prezența a numeroase petice scăpate de eroziune.

Condiții ecologice. Începînd din badenianul superior, cînd curentul oceanic cu apă caldă care străbătea Marea Paratethys asigura condiții de viață optime, permițînd — mai ales în apropierea țărmurilor — dezvoltarea celei mai bogate și mai variate faune neogene de pe teritoriul Europei centrale și celei de sud-est, condițiile de viață au devenit tot mai sărăcăcioase pînă în pliocen. Chiar și în badenianul superior constatăm existența unor suprafețe cu ape stagnante, după cum reiese din prezența unor numeroase resturi de foraminifere piritizate. Asemenea piritizări devin mai frecvente în depozitele salmastre ale sarmațianului și apar sub formă de concrețiuni în ponțian, cînd suprafețe tot mai mari ale fundului apelor erau aerisite insuficient, ca o consecință a fragmentării continue a bazinului inițial al Paratethysului.

Marea Sarmatică, reprezentînd continuarea directă a mării badenian superioare, după dispariția coralierilor și a echinodermelor, mai conținea încă o faună bogată de moluște de origine marină. Perioada continentală din sarmațianul superior și popularea inițială a Mării Pannonice cu specii care se dezvoltaseră anterior în rîuri și lacuri a determinat un hiatus faunistic care nu poate fi constatat între viețuitoarele celor două mări precedente.

Asupra salinității apelor Mării Pannonice părerile sînt împărțite. A. Papp (1951), acceptînd existența continuității de sedimentare în cursul sarmațianului superior, admite că apele pliocenului inferior mai conțineau încă o cantitate redusă de săruri, care a descrescut continuu de la $1{,}2^0/_{00}$ în zona separată de el sub litera B pînă la $0{,}3^0/_{00}$ în zona separată sub litera G.

Părerea noastră, bazată pe structura apelor din mările periferice actuale cu un aport bogat de apă dulce, este însă că apele Mării Pannonice erau formate în întregime din ape dulci. Într-adevăr, după retragerea apelor salmastre ale sarmațianului mediu și după lacuna continentală din sarmațianul superior, depresiunea a fost umplută din nou, de această dată de apele dulci ale rîurilor. Chiar dacă, în afară de apele acestora, în depresiune ar fi năvălit și ape din bazinele extracarpatice, acestea reprezentînd prea-plinul acelor bazine, erau și ele dulci. Asemănător situației din Marea

Neagră actuală, care este lipsită de curenţi verticali, apele Mării Pannonice — lipsite de asemenea curenţi — erau şi ele stratificate. În cazul cînd şi în această mare au existat şi ape cu un grad oarecare de salinitate oricît de scăzută, apele sărate fiind mai grele ocupau fundurile adînci şi erau lipsite de oxigen, deci ostile vieţii. Deasupra lor pluteau apele dulci, mai uşoare şi bine oxigenate, de provenienţă fluviatilă.

Apele dulci şi oxigenate fiind singurele prezente în regiunea ţărmurilor pînă la adîncimi de zeci de metri explică pe de o parte relativa bogăţie în fosile a depozitelor litorale, iar pe de altă parte marea sărăcie sau chiar lipsa totală a fosilelor din apele adînci din larg. Prezenţa apelor litorale dulci mai explică de ce faunele litorale posedă un oarecare grad de generalitate pe suprafaţa întregii depresiuni, în timp ce faunele dezvoltate la oarecare adîncime au frecvent un caracter endemic. Acest aspect al structurii stratificate a apelor Mării Pannonice, valabil chiar şi în cazul cînd apele sărate lipseau complet, scăpînd însă atenţiei geologilor, cercetările stratigrafice asupra depozitelor pliocene au bătut pasul pe loc timp de multe decenii.

Este cazul să remarcăm lipsa viviparelor şi marea raritate a unionizilor din pliocenul tuturor bazinelor vestice, precum şi faptul, neremarcat pînă în prezent, că limnocardiaceele lipsesc din faciesul litoral cu ape agitate, ele dezvoltîndu-se în ape ceva mai adînci situate la o oarecare depărtare de ţărm, lipsite de melanopside, dar conţinînd congerii cu talie mică. Prezenţa limnocardiaceelor în apele relativ puţin adînci din prima fază de dezvoltare a Mării Pannonice poate fi atribuită unui conţinut local foarte slab în săruri ale acelor ape.

În mările închise, datorită lipsei curenţilor verticali, apele prezintă o structură stratificată. Apele mai adînci de circa 180 metri, pînă unde se simte influenţa valurilor, rămîn neaerisite. Numai apele de la suprafaţă posedă oxigenul necesar întreţinerii vieţii. În Marea Panonică apele litorale foarte puţin adînci conţineau o faună bogată, dominată de congerii şi de melanopside cu scoica groasă şi cu talia adesea gigantică, pe lîngă care se dezvoltau şi reprezentanţi ai altor moluşte dulcicole. Sărăcirea continuă a faunei neogene atinsese în pliocen un maximum, ca o consecinţă a trei factori : izolarea tot mai accentuată a depresiunii, dimensiunile ei reduse progresiv şi prezenţa apelor dulci relativ sărace în microorganisme, aduse de rîuri.

Astăzi sînt cunoscute zeci de puncte fosilifere din care pot fi colectate faune de moluşte ponţiene litorale cu cochilia groasă, dezvoltate în apele calde din imediata apropiere a ţărmurilor, faune care ne permit să deducem marea bogăţie numerică a indivizilor. Totuşi este cazul să constatăm că numeroasele „cuiburi fosilifere" reprezintă adesea aglomerări de indivizi în zăcămînt secundar, amestecate cu fosile sarmaţiene sau chiar badeniene. Fauna de acest tip se dezvolta pretutindeni în regiunea ţărmului, dar fosilele au căzut cel mai adesea pradă eroziunii cu ocazia retragerii apelor în pliocenul superior.

Diversitatea de la o regiune la alta a faunelor pliocene din depresiune, dezvoltate la o oarecare depărtare de ţărm — în special limnocardiaceele care, în majoritatea cazurilor, posedă un caracter endemic — , reprezintă consecinţa condiţiilor ecologice particulare existente pe suprafeţele numeroaselor blocuri ale fundamentului, care sufereau mişcări cu intensităţi deosebite şi primeau influenţe diferite din partea blocurilor

imediat învecinate. Astfel, de pildă, apele din bazinele vestice ale Munților Apuseni erau mai bogate în mineralizații polimetalice provenite din erupțiile de vîrstă neogenă, ele primind o cantitate mai mare de soluții minerale în comparație cu apele din vecinătatea Alpilor, a Carpaților Nordici și a Munților Dinarici, sărace sau chiar lipsite în asemenea mineralizații.

Talia mare și cochilia groasă a speciilor de congerii și de melanopside pliocene este atribuită de noi apelor calde și radioactive, care izvorau în cantitate mare pe fund, mai ales în regiunile țărmurilor, unde se ridicau de la adîncimi mari ale scoarței pe sistemele de falii care au produs scufundarea bazinelor. Dacă astăzi, după o trecere de multe milioane de ani de la scufundarea bazinelor, apele termale și carbogazoase apar în cantități așa de mari la zi, cît și mai ales în foraje, încît ele alcătuiesc o adevărată „linie a termelor" care, începînd din regiunea orașului Timișoara, trece pe la Arad, Oradea, Carei, de unde se continuă spre nord-vest, ne putem închipui cît de numeroase și de fierbinți erau ele în pliocen. Marea suprafață acoperită de travertinul pleistocen de pe valea Peței la vest de Băile 1 Mai—Oradea dovedește că apele posedau în acel timp și o cantitate mare de bicarbonat de calciu. În această ultimă regiune, forajele au dovedit într-adevăr prezența calcarului cretacic cu caprotine, începînd de la adîncimi de numai cîțiva zeci de metri.

Diastrofism. Stratigrafia depozitelor neogene nu poate fi clarificată fără a fi corelată cu mișcările suferite de scoarță, mișcări care au determinat uneori invazia apelor, alteori retragerea lor. Transgresiunile au fost rezultatul unor epoci de relaxare locală a presiunilor tangențiale și deci de scufundare a blocurilor componente ale scoarței, în timp ce regresiunile au fost determinate de ridicarea generală a blocurilor, ca o consecință a presiunilor tangențiale suferite de acestea. În timp ce în zonele cu caracter plastic, situate pe marginea externă a arcului carpatic, aveau loc fenomene de cutare a sedimentelor, pe suprafața din interiorul acestuia, în special în regiunile de care ne ocupăm, s-au produs numai mișcări pe verticală, de scufundare sau de ridicare a unor blocuri de diferite dimensiuni.

Este cazul ca, în linii generale, să constatăm existența unor blocuri cu dimensiuni mari, scufundate — bazinele neogene —, iar pe de altă parte horsturile muntoase prepaleogene care le separă. La o analiză mai amănunțită constatăm că fiecare dintre blocurile din ambele categorii constă din numeroase blocuri mai mici care apar fie în interiorul bazinelor sub formă de insule-horsturi formate din roci mezozoice sau chiar cristalofiliene, fie sub formă de mici depresiuni tectonice umplute cu sedimente de vîrstă mai nouă care apar în cuprinsul rocilor mai vechi ale prelungirilor muntoase vestice. Acest din urmă caz este prezentat de bazinul neogen de la Roșia de Beiuș, dezvoltat în cuprinsul sedimentelor de vîrstă cretacic superioară ale Munților Pădurea Craiului.

Regiunea de contact dintre Munții Apuseni și Depresiunea Dunării mijlocii prezintă aspectul unui imens mozaic alcătuit din blocuri majore, fragmentate la rîndul lor în blocuri din ce în ce mai mici. Blocurile sînt separate de o rețea densă de falii, unele cu importanță majoră, în timp ce unele bazine (Vad, Zărand, Bega) sînt instalate pe sisteme de fracturi cu caracter crustal. În cursul numeroaselor mișcări ale scoarței acesto

blocuri nu s-au ridicat şi nici nu s-au scufundat de fiecare dată cu intensităţi egale, fapt care a avut drept consecinţă intensităţi diferite ale eroziunii şi deci aspecte litologice foarte variate chiar şi în unele regiuni apropiate. Scufundările cu intensităţi diferite ale unor blocuri au determinat activităţi mai intense sau mai slabe ale sedimentării. În condiţiile lipsei unor curenţi importanţi, sedimentarea , la rîndul ei, a contribuit la crearea unor alcătuiri litologice diferite care au permis în regiuni situate numai la puţini kilometri de ţărm dezvoltarea endemică a unor anumite specii de moluşte pliocene.

Mişcările scoarţei, care au provocat scufundarea bazinelor neogene, încep cu *subfaza stiriacă medie*, cînd iau naştere cele patru bazine din nord, situate în continuarea nord-vestică a actualului bazin al Transilvaniei. Ele au determinat individualizarea marii lagune transilvane în care aveau să se depună tuful de Dej şi evaporitele. Abia mişcările din subfaza stiriacă tîrzie — limita badenian mediu-superior — au produs prăbuşirea întregului front de vest al Munţilor Apuseni, determinînd invazia apelor Mării Paratethys în depresiune şi în bazinele anexe, realizînd astfel legătura între apele oceanelor Atlantic şi Indian.

Mişcările următoare din *faza moldavică* de la limita badenian-sarmaţian au avut, în comparaţie cu cele precedente, o durată mai scurtă, dar au prezentat totuşi o importanţă deosebită datorită întreruperii legăturilor oceanice în sectorul de vest al Paratethysului. Arcul carpatic, pînă atunci lipsit de unitate şi străbătut de canale largi, începe să-şi definitiveze conturul actual. De acum înainte procesul de îndulcire a apelor va continua, intensificîndu-se pe suprafeţele depresionare din interiorul arcului carpatic, devansînd îndulcirea mărilor situate în exteriorul acestor munţi, mări care sufereau încă, măcar temporar, influenţa apelor oceanice din regiunile de sud-est ale Eurasiei.

Mişcările *fazei attice* din sarmaţianul superior au avut o durată mai lungă. Iniţial, ele au produs golirea apelor din depresiune şi transformarea acesteia într-un vast uscat pentru tot timpul sarmaţianului superior. O a doua subfază, care s-a produs la începutul pliocenului, a determinat vaste scufundări, care au dat naştere Depresiunii Dunării mijlocii în actualele ei limite. Aceste scufundări au continuat în tot timpul pliocenului şi al cuaternarului, permiţînd acumularea unor depozite cu o grosime locală de peste 2 500 m.

În faza de *mişcări rhodanice*, de vîrstă pliocenă medie, constatăm începutul unei mişcări de balans a blocurilor componente ale regiunilor carpatice. Anume, în timp ce fundamentul Depresiunii Dunării mijlocii suferea o mişcare de adîncire şi continua să fie acoperit de sedimente tot mai groase, Bazinul Transilvaniei era antrenat în mişcarea de ridicare generală a Carpaţilor. În consecinţă, Bazinul Transilvaniei a fost golit de ape şi supus eroziunii, iar sedimentele sale neogene încă necimentate au furnizat o mare cantitate de material care a fost transportată şi depusă în regiunile situate imediat la vest de Munţii Apuseni.

Majoritatea materialului de vîrstă pliocen superioară din bazinele neogene nu provine , cum ar fi de aşteptat, din rama imediat învecinată a acestora ci, după cum o dovedeşte compoziţia litologică şi granulaţia fină a nisipurilor, precum şi structura lor torenţială, a fost adusă de curenţi de undeva mai de departe. Munţii Apuseni, prea puţin exondaţi în acel

timp, furnizau încă puține sedimente. Mai mult ca în epocile anterioare, în pliocenul superior apare deosebit de bine dezvoltat faciesul de molasă, caracteristic epocilor care au urmat imediat unor mișcări intense, în care timp a avut loc o eroziune puternică asupra unor depozite abia exondate și încă insuficient întărite. În astfel de depozite de molasă, fosilele sînt foarte rare, încît căutarea unor resturi organice se dovedește adesea o activitate zădarnică. Fundul apelor care transportau sedimentele reprezenta adevărate pustiuri submarine. Cantitatea mare de nisip și de argilă din ape împiedica dezvoltarea moluștelor cărora le înfundau branhiile.

În faza de *mișcări valahe* de la limita pliocen-cuaternar, balansul a continuat să se accentueze prin ridicarea depozitelor pliocene din Bazinul Transilvaniei pînă la altitudini de peste 800 m și prin scufundarea în continuare a depresiunii în care depozitele pliocene se găsesc uneori la adîncimi de peste 2 500 m. Scufundarea vastei suprafețe a Depresiunii Dunării mijlocii n-a avut loc uniform, după cum o arată grosimile deosebite ale depozitelor neogene pe suprafețele diferitelor blocuri constituente ale fundamentului. Astfel, pe suprafețele situate la vest de Arad și la sud-vest de Oradea, cuaternarul depășește grosimi de 400 m. Confluența celor trei Crișuri pe teritoriul R. P. Ungaria este consecința continuării acestei scufundări și în timpul holocenului.

Clima. Un criteriu cronostratigrafic deosebit de important — căruia nu i s-a acordat încă atenția cuvenită — este climatul, mai ales în variantele sale extreme. Acesta a imprimat asupra rocilor o pecete caracteristică și ușor de recunoscut. Climatul arid se manifestă în mediul continental prin roci colorate în roșu, iar în cel lagunar prin evaporite. Prezența acestora din urmă numai în cele patru bazine nordice este consecința faptului că acestea au fost acoperite de marea lagună transilvană, ale cărei limite de nord-vest depășeau în badenianul mediu mult granițele țării. Celelalte bazine vestice, fiind exondate în acel timp, sînt lipsite de evaporite și de tuf de Dej, dar sînt acoperite de sedimente continentale de culoare roșie. Cineritele din aceste bazine reprezintă erupții posterioare tufului de Dej, depuse după scufundările din faza stiriacă medie. Climatul foarte umed se recunoaște prin dezvoltarea în cantitate mare a lignitului cunoscut în bazinele Orșova, Mehadia, Caransebeș, Vad, Silvania etc.

Alternanța în miocenul mediu a climatului arid cu cel umed prezintă un paralelism cu dezvoltarea paleogeografică pe suprafețele vaste ale Europei centrale și de sud-est. Anume, climatul arid caracterizează marea dezvoltare a uscatului, în timp ce climatul umed se instalează de îndată ce a avut loc legătura, prin intermediul Mării Paratethys, între apele oceanelor Atlantic și Indo-Pacific pe deasupra teritoriului Europei centrale și celei de sud-est.

O altă epocă, în care temperatura ridicată s-a îmbinat cu un climat umed, dînd naștere lignitului, este începutul pliocenului superior , cînd au luat naștere zăcăminte importante mai ales în Bazinul Silvaniei, unde fac obiectul unor exploatări.

Magmatism. Erupțiile vulcanice pot fi folosite și ele ca un criteriu cronostratigrafic în cazurile cînd au dat naștere unor cinerite împrăștiate pe suprafețe vaste. Cineritele badenianului mediu, reprezentate prin tuful de Dej, apar în Bazinul Maramureșului, pe marginea de sud, mult ridicată, a Bazinului Baia Mare și în jumătatea de nord-est a Bazinului

Silvaniei. În celelalte bazine, cu excepţia bazinelor Zărand şi Bega în care au avut loc unele erupţii, cineritele prezintă o importanţă redusă sau pot chiar lipsi complet. Prezenţa cineritelor într-un bazin permite să se determine existenţa unor erupţii care nu erau cunoscute. Astfel, existenţa unei cantităţi apreciabile de tufite constatate în depozitele miocene din sectorul de est al Bazinului Vad sînt o dovadă că erupţiile situate pe marginea de nord a acestuia, la Cetea, au fost active şi în miocen.

★

Desigur, va fi necesar ca şi în viitor să dăm fosilelor o atenţie deosebită în determinarea vîrstei depozitelor. Totuşi, nu ne mai este permis să neglijăm nici importanţa factorilor diastrofici, climatici şi magmatici, pentru motivul că aceştia, fiind controlaţi de cauze cosmice, au determinat în anumite momente influenţe hotărîtoare asupra evenimentelor care au loc pe Terra. Ele au determinat existenţa epocilor caracterizate prin exces de căldură sau de răceală, de ariditate sau de umezeală, de linişte sau de activitate diastrofică, magmatică etc. Prin stabilirea într-un viitor mai mult sau mai puţin îndepărtat a influenţelor ciclice la care este supus Pămîntul din partea corpurilor cosmice, se vor pune bazele unei geocronologii clare şi care nu va mai putea fi contestată.

GEOLOGISCHE PROBLEME IN DEN NEOGENBECKEN VON WEST-RUMÄNIEN

ZUSAMMENFASSUNG

Die mittlere Donausenke setzt sich in den rumänischen Westkarpaten in Form von 15 Einbruchsbecken, die eine Reihe von gemeinsamen aber auch von verschiedentlichen Charaktere aufweisen, fort. Die erörterten Probleme sind : Anwesenheit oder Fehlen der vorbadener Stufen, der Unterstufe Buglow, der Festlandperiode während des Obersarmats, die Entstehung der pliozänen Süßwasserformen in Verbindung mit den entsprechenden ökologischen Verhältnissen u.s.w.

Der Verfasser kommt zu der Schlußfolgerung des Fehlens der vorbadener Stufen auf dem Ostrande der Mittleren Donausenke. In einer Anzahl von 11 Becken fehlen auch die Ablagerungen des mittleren und unteren Badens, während die vier nördlichen Becken Dej-Tuff und Evaporite mittleren Badener Alters enthalten.

Während des Obersarmats haben die attischen Bewegungen den Abfluß des Meerwassers und eine durchgreifende Abtragung bewirkt. Die Congerien-Schichten des Pliozäns liegen infolgedessen oft in den Aufschlüssen sowie in den Bohrungen unvermittelt über dem Baden oder über ältere Ablagerungen. Das obermiozäne Alter des Pannons wurde auf eine alte Annahme über die kontinuierliche Ablagerung vom Miozän zum Pliozän gestützt.

Die lithologische und die biostratigraphische Zusammensetzung des Neogens wurde auch im Lichte der Krustenbewegungen, des Klimas und der magmatischen Tätigkeit erörtert.

BIBLIOGRAFIE

Clichici O. (1973), *Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Şimleu*, Edit. Academiei R.S.R.

Drăgulescu A., Hinculov L., Mihăilă N. (1968), *Notă explicativă la harta geologică 1 : 200 000, foaia Timişoara*, Inst. geol.

Gaál Şt. (1938), *Was ist „Pannon" und was ist „Pont"?*, Bán. és Koh. Lap., **71**, Budapesta.

Hofmann K. (1879), *Bericht über die im östlichen Teile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen*, Földt. Közl., **IX**, Budapesta.

Ichim Tr., Zaharescu P., Popa M. (1967), *Contributions à la stratigraphie du Mio-Pliocène de la Dépression Pannonienne sur le territoire de la R. S. de Roumanie*, Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIII-ème Congrès, Belgrad.

Iliescu O., Hinculov A., Hinculov L. (1968), *Bazinul Mehadia*, Ins. geol., Memorii, **IX**, Bucureşti.

Istocescu D. (1972), *Studiul geologic al sectorului vestic al bazinului Crişului Alb şi al ramei munţilor Codru şi Highiş*, Inst. geol., St. tehn. econ., Seria J, *8*.

Laskarev V. (1924), *Sur les équivalents du sarmatien supérieur en Serbie*, Recueil d. trav. off. à Mr. Cvijić, Belgrad.

Macovei G. (1909), *Basenul terţiar de la Bahna*, An. Inst. geol., **III**/1.

Marinescu Fl., Marinescu J. (1962), *Contribuţiuni la studiul miocenului din bazinul Bahna-Orşova*, D. S. Com. geol., **XLV**.

Mateescu Şt. (1927), *Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zalăului*, Rev. Muz. geol. — min, **II**, *1*, Cluj.

Nicorici E. (1972), *Stratigrafia neogenului din sudul Bazinului Şimleu*, Edit. Academiei R.S.R.

Pană Ioana, Rado Gertruda (1972), *Die Biostratigraphie des Neogens im Beiuş-Becken*, Rev. Roum. Géol. Géophys., Géogr., Sér. Géologie, **16**, *1*.

Paucă M. (1935), *Le Bassin Néogène de Beiuş*, An. Inst. geol., **XVII**.

— (1954), *Neogenul din bazinele externe ale Munţilor Apuseni*, An. Inst. geol., **XXVII**.

— (1964), *Bazinul neogen al Silvaniei*, An. Inst. geol., **XXXIV**.

— (1965), *Problemele pliocenului din interiorul arcului carpatic*, Progresele ştiinţei, **I**, *3*.

Papp, A. (1951), *Das Pannon des Wiener Beckens*, Mitt. Geol. Gesell., **39—41**, Viena.

Pop I. E. (1972), *Geologia Bazinului Caransebeş*, St. cerc, geol. geofiz., geogr., Seria geologie, **17**, *2*.

Roth v. Telegd L. (1879), *Geologische Skizze der Kroisbach-Ruster Berge und des südlichen Teiles des Leithagebirges*, Földt. Közl., **LXXII**, Budapesta.

Strausz L., (1942), *Versuch einer Parallelisierung des Pannons*, Földt. Közl., LXXII, Budapesta.

Vitalis St. (1941), *Welche Bezeichnung ist zu gebrauchen: „pontisch" oder „pannonisch"?*, Bán. és Kóh. Közl., **XIII**, Sopron.

Vancea A. (1967), *Limita miocen—pliocen în Bazinul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

Voicu Gh. (1951), *Cercetări geologice şi micropaleontologice în bazinele Bahna şi Petroşani*, D. S. Com. geol., **XXXVIII**.

Primit în redacţie la 4 decembrie 1972.

MIOGYPSINA ÎN GRESIA DE FUSARU DIN FLIȘUL TERȚIAR MIJLOCIU AL PÎNZEI MEDIANE DIN CARPAȚII ORIENTALI AI MUNTENIEI DE VEST *

DE

FLORIAN OLTEANU

55(05)

În 1938, cu ocazia unei colectări de probe pentru studiul foraminiferelor în Carpații Orientali, am găsit forme de *Miogypsina* în depozitele terțiarului mijlociu deschis de pîrîul Bizdidel între satele Nistorești și Miculeşti (Diaconești), din apropierea localității balneare Pucioasa, de la nord de Tîrgoviște (F. Olteanu, 1938). Pîrîul este afluent din stînga al rîului Ialomița, în care se varsă la sud de Pucioasa (fig. 1).

Depozitele cu *Miogypsina* fac parte din flișul terțiar mijlociu al pînzei mediane (= pînza gresiei de Tarcău = pînza gresiei de Fusaru, L. Mrazec și I. P. Voiteşti, 1911) care se continuă, în regiune, prin capătul vestic, terminal, al pintenului de Homorîciu, peste care șariază, dinspre nord, pînza est-internă a marnelor roșii senoniene (L. Mrazec și I. P. Voiteşti, 1911), ce se termină cu neogenul golfului secundar (I. Motaș și Gr. Popescu, 1959) al Golfului Getic (G. Murgeanu, 1941) din Depresiunea Slănicului. La sud de pinten, neogenul umple golful secundar, meridional, al Golfului Getic, din Depresiunea Drajna.

În ultimele lucrări din regiune, ca și în multe din cele anterioare, depozitele în care s-a găsit *Miogypsina* sînt atribuite oligocenului, considerat ca fiind format la suprafață, în pîrîul Bizdidel, de jos în sus, din gresia de Fusaru, strate de Pucioasa, strate de Podu Morii (= strate de Vinețișu) și șisturi disodilice. Aceste depozite alcătuiesc două anticlinale, unul nordic și unul sudic, separate de un sinclinal îngust de circa 1,5 km și faliat de mai multe falii longitudinale de mică importanță. Anticlinalul nordic, mai ridicat, are axul la suprafață în gresia de Fusaru, pe cînd cel sudic, mai coborît, în strate de Pucioasa. În sinclinal apar strate de Podu Morii — Vinețișu. Peste șisturile disodilice din flancul septentrional al anticlinalului nordic șariază senonianul pînzei marnelor roșii. Peste flancul

* Comunicare în ședința din 28 octombrie 1971.

meridional din anticlinalul sudic transgredează miocenul golfului Drajna, umplut în regiune cu pliocenul sinclinalului Valea Lungă.

Miogypsina a fost găsită pe un interval de circa 0,5 m în dreptul probei 61 (F. O l t e a n u, 1938), în ultima porţiune din gresia masivă de Fusaru, din flancul nordic al anticlinalului nordic, aproximativ la 40 m sub ultimul banc de gresie de unde în sus se întîlnesc strate de Pucioasa (fig. 2). După cele ce se cunosc despre grosimea stratelor de deasupra gresiei de Fusaru, nivelul cu *Miogypsina* s-ar situa la circa 600 m sub gipsul din baza stratelor de Cornu egerian-eggenburgiene. În gresia de Fusaru de sub nivelul cu *Miogypsina* s-au mai întîlnit forme de *Nummulites* (probele 21—23), *Assilina* (?), coralieri, *Ostrea*, *Cerithium*, resturi de peşti (printre care şi dinţi). Ultimele două categorii de fosile s-au găsit şi deasupra nivelului cu *Miogypsina*.

În stratele de Pucioasa de deasupra gresiei de Fusaru, pe lîngă numeroase resturi de peşti, s-au remarcat şi forme de *Nautilus*. Aceste fosile s-au găsit şi în blocurile colţuroase, metrice, rupte din stratele de Pucioasa de sub gresia de Fusaru şi depuse, deseori, în această gresie, ca un indiciu al poziţiei ei discordant-transgresive.

„După prezenţa nummuliţilor, vîrsta gresiei de Fusaru ar fi eocenă dar după prezenţa *Miogypsinei* ea ar fi miocenă" şi în acest caz „nummuliţii ar fi remaniaţi" se conchidea în raportul de colectare din 1938 (F. O l t e a n u, 1938, p. 5).

Pentru verificarea adevărului, în 1938 s-au trimis formele de *Miogypsina* în Olanda, profesorului V a n der V l e r k, care fără să denumească specia a afirmat că miogipsinele par a fi burdigaliene (I. V a n der V l e r k, 1938).

Îndemnat de prof. G. M u r g e a n u şi de I. M o t a ş, în 1970 am recoltat din pîrîul Bizdidel noi eşantioane de gresii cu *Miogypsina*, întrucît probele cu fosile colectate în 1938 nu se mai ştie unde se află, şi am încercat personal o determinare, ajungînd la concluzia, după lucrările lui C o l e (1957), H a n z a w a (1962) şi altele, că miogipsinele sînt din grupa *gunteri*, adică aquitaniene.

Am trimis gresiile considerate şi în Olanda, la institutul din Utrecht, unde profesorul C. W. Dr o o g e r şi asistentul său E. F. J. de M u l d e r au avut amabilitatea să le cerceteze şi să mă informeze că, deşi materialul nu e deloc ideal pentru studiu, deoarece formele sînt foarte rău conservate şi nu permit să se facă secţiuni bune, totuşi, se pare că ele fac parte din grupa formelor timpurii de *Miogypsina globulina*, care se găsesc şi în stratotipul francez al burdigalianului. Totuşi, E a m e s şi colab. (1962), în încercarea lor de corelare mondială a depozitelor din terţiarul mijlociu, opinează că *Miogypsina globulina* apare din aquitanian şi aceasta pare posibil, cu atît mai mult pentru formele de *M. globulina* din pîrîul Bizdidel, cu cît ele par să fie forme timpurii ale acestei specii.

Deci fără să se poată preciza exact specia, se poate spune că miogipsinele din pîrîul Bizdidel indică miocen inferior şi, deocamdată, de acord cu I. M o t a ş, am încadrat aceste depozite în egerian, ca în tabelul nr.3 (coloana 9) multiplicat de Grupul Paratethysului din Committee of Mediterranean Neogene Stratigraphy la Viena în 1970, unde gresia cu miogipsine a fost numită gresia de Stîrmini.

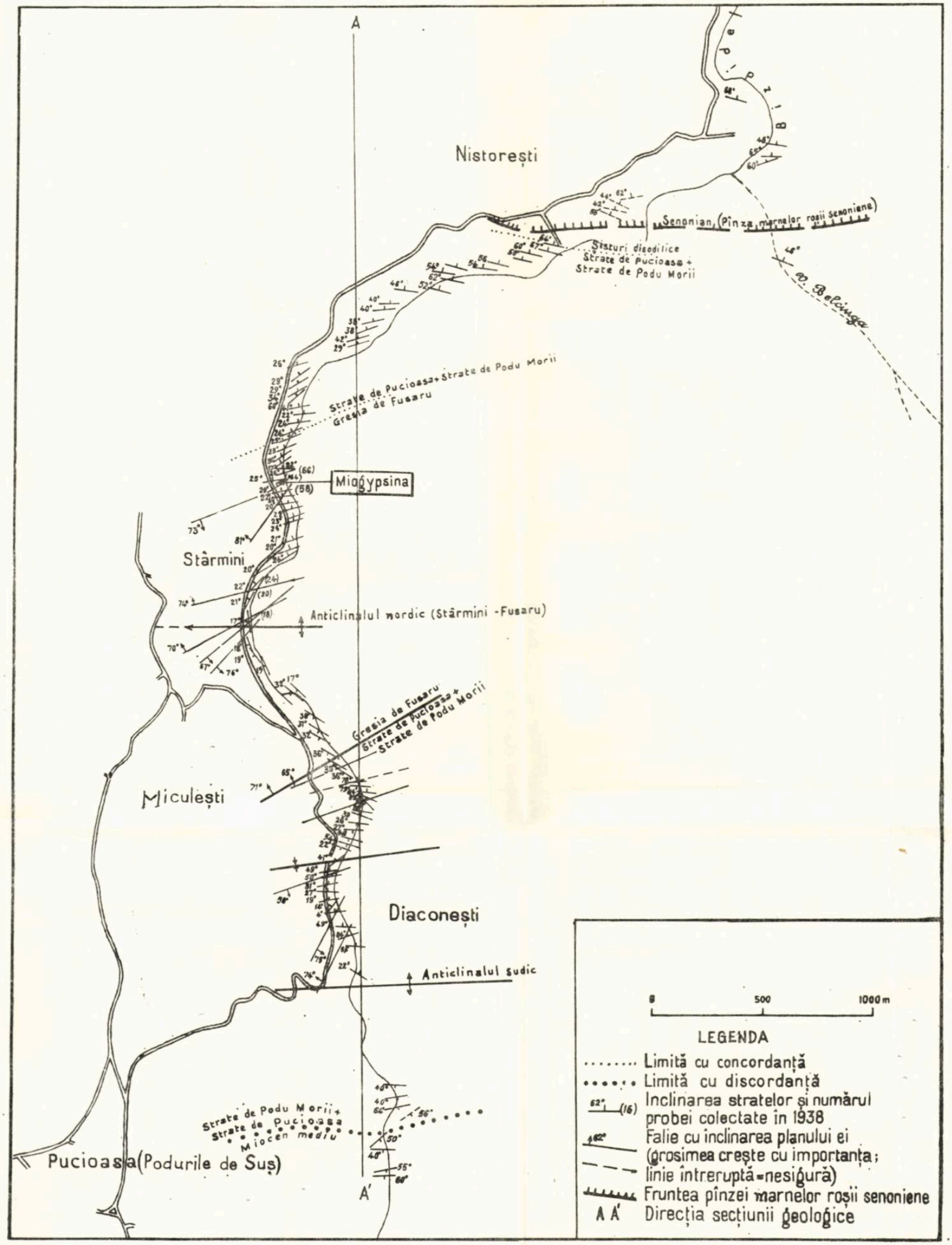


Fig. 1. — Harta geologică din cursul inferior al pîrîului Bizdiiel (Pucioasa).

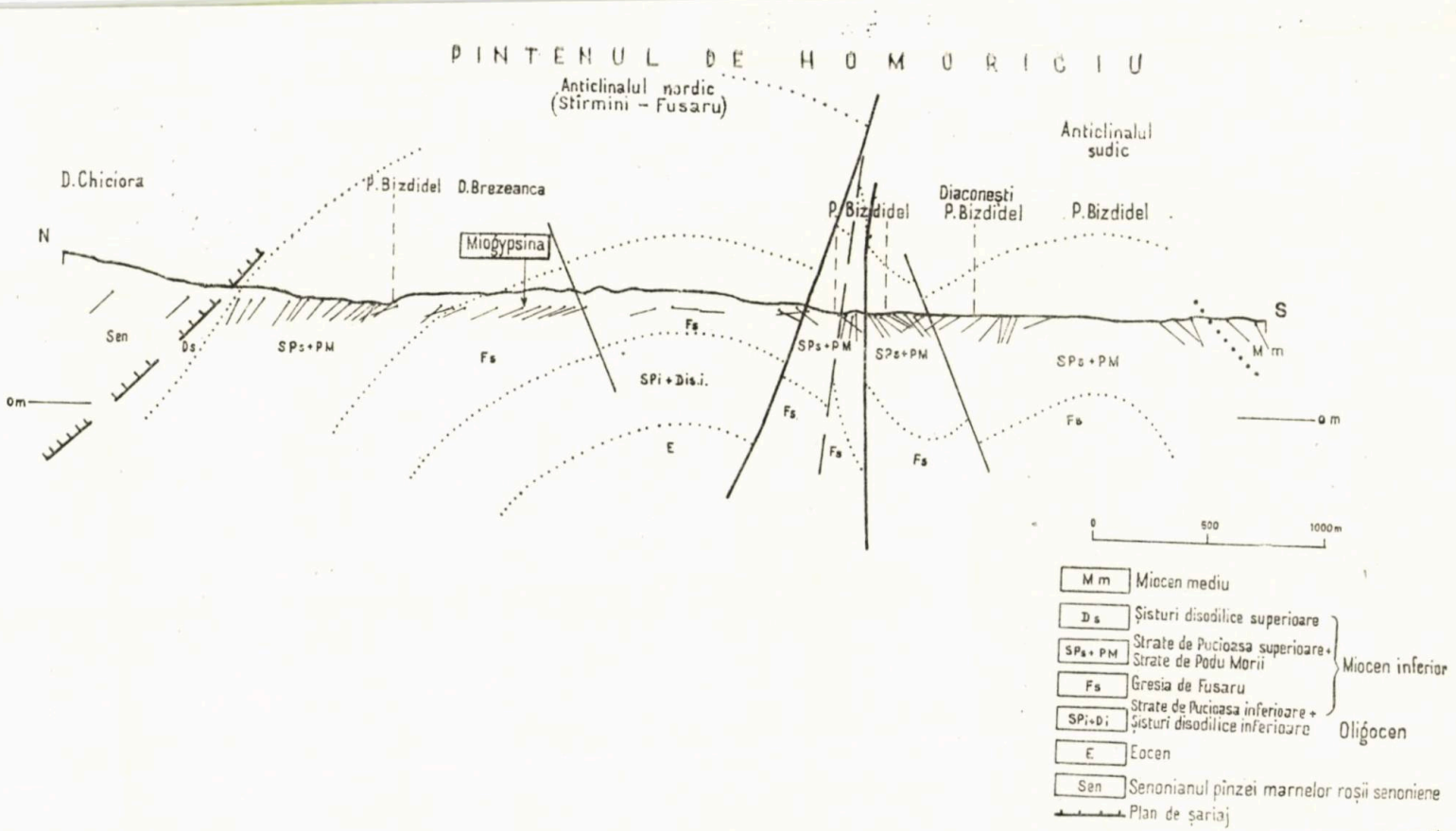


Fig. 2. — Secțiune geologică A—A′ de-a lungul pîrîului Bizdidel.

După cum s-a spus, pînă în 1970, gresia în care s-a găsit *Miogypsina*, odată cu gresia de Fusaru din care face parte, a fost inclusă în oligocen. După datele lui Gr. Popescu (1949) N. Grigoraş (1955), I. Pătruţ (1955) şi F. Olteanu (1949), oligocenul pintenului de Homorîciu începe deasupra marnelor cu globigerine (Sung, 1939; Gh. Voicu, 1949) cu care sfîrşesc stratele de Plopu din eocenul în faciesul gresiei de Tarcău al pînzei mediane. Dezvoltat în faciesul intern al stratelor de Pucioasa şi al gresiei de Fusaru, el însumează grosimea de circa 1 500 m şi, de jos în sus, litofaciesul este subîmpărţit astfel: şisturi disodilice inferioare (± 200 m), strate de Pucioasa cu gresie de Fusaru (la un loc ± 1 000 m), strate de Vineţişu — Podu Morii (± 300 m), şisturi disodilice superioare (± 100 m). Stratele de Pucioasa, inferioare gresiei de Fusaru, cu o grosime de cîteva sute de metri, conţin, tipic, un strat decimetric de şist calcaros alb-gălbui. Uşoarele menilitizări existente în şisturile disodilice inferioare şi superioare sugerează paralelizarea acestora cu menilitele inferioare şi, respectiv, superioare din oligocenul marginal, în faciesul gresiei de Kliwa al pînzei marginale din pintenul de Văleni de la sud de cel de Homorîciu şi, aproximativ, paralel cu acesta. Existenţa unui strat de cinerit dacitic de circa 5 m grosime în stratele de Vineţişu justifică, într-o măsură, echivalarea acestora cu stratele de Podu Morii dintre gresia de Kliwa inferioară şi cea superioară din oligocenul pintenului de Văleni. Existenţa în partea terminală a şisturilor disodilice superioare, pe circa 10 m, a unui banc de cinerite dacitice, uneori cu ceva diatomite (Gr. Popescu, 1949), îndreptăţeşte paralelizarea acestora (odată cu menilitizările menţionate) cu tufit-diatomitul care stă la originea menilitelor (M. Filipescu, 1934) superioare din oligocenul marginal al pintenului de Văleni.

Gresia de Fusaru, cu o grosime maximă de circa 600 m, apare, aproximativ, în partea de sus a jumătăţii inferioare din stratele de Pucioasa şi se substituie, direcţional, spre vestul pintenului de Homorîciu, cu stratele de Pucioasa şi, transversal, spre exterior, cu gresia de Kliwa inferioară (Gr. Popescu, 1949; N. Grigoraş, 1955; I. Pătruţ, 1955).

Gresia de Kliwa, superioară stratelor de Podu Morii din pintenul de Văleni, cu o grosime maximă de 600 m, spre interior, spre pintenul de Homorîciu, se efilează pînă la dispariţie. Acelaşi fenomen are loc pe direcţie şi spre Moldova unde, la Tg. Ocna, în pîrîul Strigoiu, ea are numai 1 m grosime, la contactul flişului paleogen cu zona miocenă.

Apare destul de cert sincronismul tufit-diatomitului menilitelor superioare bine individualizate în oligocenul în faciesul marginal al gresiei de Kliwa şi mai şters, dar, totuşi, prezent, în oligocenul intern al stratelor de Pucioasa şi al gresiei de Fusaru. Admiţînd acest sincronism (bazat pe diatomee) ca şi pe cel al stratelor de Podu Morii, de Strigoiu şi de Vineţişu, se ajunge la părerea că finalul gresiei de Fusaru cu miogipsine este sincron cu finalul gresiei de Kliwa inferioară, că ele aparţin miocenului inferior, că gresia de Kliwa superioară şi menilitele superioare fac parte din acelaşi miocen. Pentru stratele de Podu Morii — Vineţişu vîrsta miocenă este sugerată de prezenţa formei *Streblus (=Ammonia) beccarii* (I. Costea şi N. Baltes, 1962), care, după părerea lui Hagn şi Hölzl (1954), ar indica, în Bavaria, neogenul.

Se ştie că oligocenul în faciesul intern al stratelor de Pucioasa este privit ca echivalent al celui în faciesul stratelor de Krosno (T i e t z e, 1889) din flişul polonez. După foraminiferele mici, bentonice se presupune că stratele de Krosno medii şi superioare ar aparţine miocenului (F. B i e d a şi colab., 1963), fapt consemnat încă din 1957 de F. H u s s. Se întîlneşte în unitatea de Skole, la limita dintre stratele de Krosno inferioare şi mijlocii, o microfaună bentonică cu forme oligocene şi miocene. Între cele miocene sînt considerate *Bolivina polonica*, *Siphonodosaria scalaris*, *Discorbis basleri*, *Valvulineria complanata* etc.

Se pare că stratele inferioare de Krosno s-ar echivala cu stratele de Pucioasa prin faptul că ele conţin, ca şi acestea, o gresie calcaroasă, micacee, adesea conglomeratică, cu o grosime maximă de circa 1 000 m, numită de O p o l s k i (1935) gresia de Halicz şi de S i k o r a (1959) gresie de Otryt, care ar putea fi echivalentul gresiei de Fusaru, precum şi şisturi de Jaslo (U h l i g, 1883), calcare pelitice, gălbui cu grosime sub 1 m, probabil, echivalentul şistului calcaros decimetric remarcat de F. O l t e a n u (1937, 1952) în stratele de Pucioasa de sub gresia de Fusaru din pintenul de Homorîciu dintre Prahova şi Ialomiţa. Nivelul şisturilor de Jaslo este cunoscut în Polonia, în toate unităţile flişului paleogen (F. B i e d a şi colab., 1963). După *Clupea sardinites*, şisturile de Jaslo ar fi oligocene (A. J e r m a n s k a, 1960), idee însuşită de S. J u c h a şi J. K o t l a r c z y k (1961) şi L. K o s z a r s k i şi K. Z y t k o (1961).

Stratele de Krosno inferioare de sub şisturile de Jaslo, pe baza lui *Nummulites vascus*, sînt trecute la oligocen, dar trebuie remarcat că H. J u r k i e w i c z (1961) citează între foraminiferele mici ale acestor strate şi formele *Catapsidrax dissimilis* şi *Globigerinoides*, azi considerate ca forme miocene. Rămîne să ne îndoim fie de determinări, fie de faptul că ele sînt numai miocene.

Din faptul că stratele de Krosno superioare se caracterizează prin şisturi cu intercalaţii de diatomit şi tuf (F. B i e d a şi colab., 1963), este posibil ca ele să fie echivalentul şisturilor disodilice superioare (din pintenul de Homorîciu) care au aceste caractere. În acest caz, stratele de Podu Morii — Vineţişu ar reprezenta, probabil, stratele de Krosno mijlocii, deoarece ambele grupe de strate sînt constituite din gresii curbicorticale şi şisturi şi se găsesc în unitatea de margine a flişului cretacic-paleogen polon, respectiv unitatea de Skole. Gresiile în bancuri groase, semnalate în ele, în Polonia reprezintă, probabil, echivalentul gresiei superioare de Kliwa din flişul de la curbura română din Vrancea a Carpaţilor.

Vîrsta miocenă (aquitaniană) pentru gresia de Kliwa a fost acordată destul de timpuriu.

Din istoricul lui G r. C o b ă l c e s c u (1883) se cunoaşte ideea lui K. M. P a u l (1868) că aparţin la oligocen şisturile disodilice cu peşti (cu *Amphysile*) şi gresia suprapusă denumită gresia de Kliwa de Paul şi T i e t z e în 1877; a urmat apoi părerea lui M. V a c e k (1881) că gresia de Kliwa este aquitaniană, prin paralelizarea ei cu gresiile aquitaniene (după H o f m a n n, 1881) de deasupra stratelor de Ileanda Mare oligocene, din nord-vestul golfului Transilvaniei. S. A t h a n a s i u, G. M a c o v e i şi I. A t a n a s i u (1927) considerau gresia de Kliwa ca lepusă în chattian, şisturile disodilice şi menilitele inferioare în rupelian, ar stratele de Bisericani şi depozitele de sub ele, ca şi Gr. C o b ă l c e s c u

(1883), în lattorfian, deoarece W. Teisseyre (1907) a găsit în ele pe *Nummulites intermedius fichteli*, iar D. M. Preda (1917) pe *Nummulites boucheri*. În 1928, Krejci-Graf și Weiler, comparînd fauna ihtiologică a menilitelor și disodilelor inferioare muntene cu cea din Bazinul Mainz (R.F. Germania), confirmă vîrsta oligocenului mediu, acordată de S. Atanasiu, G. Macovei și I. Atanasiu pentru aceste depozite și presupun că gresia de Lucăcești și marnele de fliș de sub ea, considerate de unii geologi eocene, ar putea fi oligocene. După 1938, datorită cercetărilor lui I. Dumitrescu (1937—1939), H. Dietiker și N. Grigoraș (1938), H. Renz și Gr. Popescu (1938) și E. Kündig (1938), s-au adăugat la partea superioară a oligocenului stratele de Podu Morii (Strigoiu), șisturile disodilice și gresia de Kliwa superioară și menilitele superioare, idei însușite de N. Grigoraș, S. Pauliuc și I. Costea (1963—1967), care repartizează, în 1966, la lattorfian inferior gresia de Lucăcești, prin comparația microfaunei ei cu cea publicată de Papp (1964) și Kulcitki (1958). După formele de *Nummulites vascus* și *N. intermedius* găsite de Maximov (1960) în gresia de Seșorsk, din Carpații Ucrainieni, echivalentul gresiei de Lucăcești din Carpații Românești, s-a considerat, în Ucraina, că oligocenul începe cu această gresie.

Privitor la oligocenul intern din România, în faciesul stratelor de Pucioasa cu gresia de Fusaru, se știe că G. Murgoci (1902) atribuie gresia burdigalianului, bazat pe formele de *Cerithium margaritaceum* și *C. plicatum*, găsite în valea Muereasca din Oltenia. În 1951, I. Motaș acordă vîrsta aquitaniană (?) marnelor de tipul stratelor de Pucioasa (văzute ca atare de Gr. Popescu, 1951) de sub primele conglomerate cu care începe gresia de Fusaru în valea Muereasca din Oltenia. Este aici un cuib fosilifer în care abundă formele de *Cyrena*, *Turritella* și *Pleurotoma*. În 1939, E. Hristescu a determinat din acest cuib numai forme oligocene, ca : *Isocardia cyprinoides* Braunn, *Pectunculus* sp., *Dentalium kiksii* Nyst., *Pleurotoma regularis* de Kok., *Turritella sandbergeri* Mayer etc., care la Kassel (R.F. Germania) și God (Ungaria) se considera, atunci, că fac trecerea de la oligocenul inferior la cel superior. În 1951, I. Motaș găsește în cuibul fosilifer din valea Muereasca forme oligo-aquitaniene cu dezvoltare mare în neogen, ca : *Fulguroficus burdigaliensis* Sacco, *Pleurotoma (Surcula) consobrina* Bell., *Bathytoma cataphracta* Brooc., *Turritella turris*, coralieri, *Lithothamnium* etc., însă nici un exemplar din puținele forme cunoscute ca tipic aquitaniene, ceea ce îl face pe autor să considere vîrsta depozitelor respective ca o problemă încă deschisă. Nivelul fosilifer se află la circa 400 m deasupra marno-calcarelor cu globigerine cu care F. Olteanu și G. Voicu, în 1949, considerau că se termină eocenul și la 1 000—2 500 m sub tufitele terminale „oligocene".

În 1960, G. Murgeanu, Emilia Saulea, Gr. Popescu și I. Motaș subliniază că *Turritella sandbergeri* Mayer ((*Turritella (Haustator) venus* d'Orb.)) din cuibul fosilifer oltean este privită de unii cercetători ca tipică pentru limita paleogen-neogen și că acest cuib se află sub un nivel grezos cărbunos cu cei doi ceriți considerați burdigalieni de Murgoci în 1902, sinonimi cu *Potamides* (*Tympanotonus*) *margaritaceum* Brocc. și *Pirinella plicata plicata* Brug., specii cu răspîndire mare

în depozitele salmastre ale aquitanianului şi burdigalianului din unele depresiuni intracarpatice. De aceea, autorii sugerează căutarea aquitanianului în depozitele din faciesul stratelor de Pucioasa cu gresie de Fusaru. Această ipoteză este susţinută de prezenţa miogipsinelor găsite de noi în gresia de Fusaru suprapusă stratelor de Pucioasa care conţin fosilele menţionate şi, în plus, de existenţa formelor de *Streblus (=Ammonia) beccarii* (Linné) în gresia de Fusaru din Moldova din regiunea Tarcău (I. Costea şi N. Baltes, 1962, p. 112), în stratele de Pucioasa din regiunea Homorîciu (p. 114) şi din valea Muereasca (Oltenia) (p. 134), deoarece Hagn şi Hölzl (1954) opinează, după cum s-a spus, că la apariţia lui *Streblus beccarii* (L.) ar începe aquitanianul din molasa Bavariei.

În lumina datelor actuale se pare că limita oligocen-miocen, conform stratotipurilor clasice şi moderne, s-ar afla în jurul contactului diacronic, atît în România, cît şi în Polonia, în pînza mediană a gresiei de Tarcău (unitatea sileziană din Polonia), dintre stratele de Pucioasa inferioare (subdiviziunea de deasupra şisturilor de Jaslo) şi gresia de Fusaru, şi în pînza marginală (parte din unitatea de Skole, din Polonia) dintre şisturile disodilice inferioare şi gresia de Kliwa inferioară (de sub stratele de Podu Morii — Strigoiu). În această unitate, G. Voicu (1950) a remarcat la baza gresiei de Kliwa inferioare sau chiar în cuprinsul şisturilor disodilice inferioare o limită (un orizont microfaunistic) deasupra căreia se reduce abundenţa resturilor de peşti, dispare *Spirialis andrusowi* Kittl. var. *tchokrakense* Jijcenko şi apare foraminifera mică, bentonică, *Virgulina (Virgulinella) miocenica* Cush. et Ponton, forma atribuită de Cushman (1948) miocenului. Probabil că de la această limită începe miocenul (egerianul). Trebuie reţinută de asemenea prezenţa acritarşei (leiosferei) *Tytthodiscus* în gresia de Kliwa superioară a aceleiaşi unităţi, această formă indicînd şi ea miocenul.

Avînd în vedere existenţa de blocuri metrice de strate de Pucioasa remaniate în gresia de Fusaru, în pînza mediană, este posibil ca o întrerupere de sedimentare să aibă loc în jurul limitei considerate, mai mult, probabil, deasupra ei.

Cum între marnele cu globigerine socotite azi terminale în priabonian şi menilitele inferioare (silexul din şisturile menilitice poloneze echivalente ale şisturilor disodilice române) după datele actuale se află lattorfianul, în restul depozitelor oligocene se continuă rupelianul (poate marnele albe bituminoase şi menilitele, diatomite puternic silicificate, inferioare) şi chattianul (probabil şisturile disodilice şi stratele de Pucioasa inferioare).

Cunoscînd, însă că limita eocen-oligocen coincide, practic, cu o schimbare de facies, de la marin normal la marin euxinic, pare util pentru viitor să nu se piardă din vedere că au fost şi sînt păreri susţinute chiar de numuliţi (Gr. Ştefănescu, 1885; W. Rogala, 1925; G. Murgeanu, 1941; F. Bieda şi colab., 1963; N. Tătărîm, 1968), prin care depozitele menţionate mai sus la oligocen au fost repartizate la eocen superior. Este vorba de remanieri fie luate de pe uscat, fie înglobate prin alunecări submarine (F. Bieda şi colab., 1963) de elemente eocene în oligocen? Reprezintă ceea ce se numeşte oligocen, în parte, eocenul superior în facies euxinic, în care pe alocuri fauna eocenă a rezistat mai mult la noile condiţii de viaţă? În ultima alternativă, oligocenul propriu-

zis ar fi reprezentat prin biozona (superetajul) cu miogipsine, ori ar fi foarte condensat, ori ar lipsi, fiind erodat prin transgresiunea gresiei de Fusaru din miocenul inferior. Sînt probleme la care viitorul va avea de răspuns. Impresia unei continuități de sedimentare de la eocen la miocenul inferior din Carpați lasă mai multe perspective ideii că parte din depozitele atribuite oligocenului reprezintă eocenul .în facies euxinic, oligocenul fiind reprezentat mai mult, de fapt, de biozona (superetajul) cu miogipsine.

MIOGYPSINA OF THE FUSARU SANDSTONE IN THE MIDDLE TERTIARY FLYSCH OF THE MEDIAN NAPPE OF THE EAST CARPATHIANS OF WEST MUNTENIA

ABSTRACT

In 1938, the author found *Miogypsina* in the last level of the Fusaru sandstone. Bad preservation of the forms does not allow to determine the species. However, it appears that they are not long spiral Chattian forms, but short spiral lower Miocene ones. In 1960, G. Murgeanu et al. already supposed that *Turritella (Haustator) venus* d'Orb. found in the Pucioasa beds below the Fusaru sandstone would indicate the Oligocene/Miocene boundary. In this case, the author reaches the conclusion that the deposits which formerly belonged to the Oligocene, i.e., in the order of deposition : approximately the terminal half of the lower Pucioasa beds, the Fusaru sandstone, the upper Pucioasa beds, the Podu Morii-Vineţişu beds, and the upper dysodilic shales, are of lower Miocene age. Consequently, in the marginal unit, there would also be of lower Miocene age : the lower Kliwa sandstone, the Podu Morii-Strigoiu beds, the upper Kliwa sandstone, the upper dysodilic and menilitic (silex) shales. These deposits were considered so far to be of Oligocene age too. Thus, the average thickness of about 1000 m. of the deposits formerly assigned to the Oligocene is diminished to approximately a third.

BIBLIOGRAFIE

Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Ksiazkiewicz M., Zytko K. (1963), *Stratigraphie des Karpates externes polonaises*, Inst. Géol. Biul. 181, Rech. géol. dans les Karpates, X, Assoc., géol. Karp-Balk. VI-ème congr., Varşovia-Cracovia.

Cole Z. (1957), *Late Oligocene Larger Foraminifera from Barro Colorado Island, Panama Canal Zone*, Bull. Amer. Pal., **37**, *163*, p. 313–339, pl. 24–30.

Costea I., Balteş N. (1962), *Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Drooger C. (1964), *Miogypsinidae of Europe and North Africa*, Proc. III-rd Sess. Berne 8–13 June 1964, Com. Medit. Neog. Stratigr.

Grigoraş N. (1955), *Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna şi Buzău*, An. Com. geol., **XXVIII**, p. 99–210, Bucureşti.

Grigoraş N., Pauliuc S., Costea I. (1966), *Date noi privind faciesurile paleogenului dintre văile Oituz şi Bistriţa*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *2*, 433–449.

Grigoraş N., Vîsoţki V. K. (1964), *Schema de corelare a depozitelor paleogene din Carpaţii Orientali de pe teritoriile U.R.S.S. şi R.P.R.*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, **9**, *1*, 25–38.

HANZAWA S. (1962), *Upper Cretaceous and Tertiary Three-layered Larger Foraminifera and Their Allied Forms*, Micropaleontology, **8**, *2*, april, New York.

HRISTESCU E. (1944), *Contributions à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression Gétique*, C. R. Inst. Géol. Roum., **XXVII**, p. 105—110.

MOTAȘ IONEL (1951), *Contribuțiuni la cunoașterea faunei fosile de la Valea Muereasca (Oltenia)*, D. S. Com. geol., **XXXVIII**, 51—53.

MURGEANU G., SAULEA E., POPESCU GR., MOTAȘ I., (1960), *Situation actuelle des problèmes de stratigraphie du Tertiaire dans la République Populaire Roumaine*, Rev. Géol.-Géogr. **IV**, *1*, 5—36.

OLTEANU F. (1938), *Report on the Collection of Samples for Foraminiferal Studies of the Senonian (Eocene?), Oligocene (?) Pucioasa-Beds and Fusaru-Sandstone along the Bizdidelul Valley*, Soc. Astra Română, Geol. Memo, *302*, Cîmpina, 8 aug. 1938, 8 GI din arh. M.M.P.G.

— (1949), *Structura geologică a regiunii Ursei — Cîmpina*, D. S. Inst. geol. Rom., **XXXVI**, 125—139, București, 1952. Rez. en franç. C. R. Com. Géol. **XXXI—XXXVI**, 181—183, București, 1953.

PĂTRUȚ I. (1955), — *Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte — Cosminele — Bușteni*, An. Com. geol., **XXVIII**, 5—98.

POPESCU Gr. (1949), *Privire generală asupra zonei Flișului paleogen dintre V. Buzăului și V. Dîmboviței*, D.S. Inst. geol. Rom., **XXXVI** (1948—1949), 145, București, 1952.

SUNG G. (1939), *Report on the Paleontological Standard sections of the Southern Roumania (Muntenia)*, The Hague, 1939, Soc. Astra Română, Memo *309*, Cîmpina, 11, GI., arh. M.M.P.G.

VAN DER VLERK I. (1938), *Rapport over het onderzoek van 20 gesteentemonsters van Roumenie*, December 30-th, The Hague, 1938.

VOICU G. (1949), *Considerațiuni stratigrafice și biofaciale asupra evoluției microfaunei din Turonian pînă în Pliocen, între valea Dîmboviței și valea Cricovului (comunicare preliminară)*, D. S. Com. geol., **XXXVII**, 204—209, București, 1953.

Primit în redacție la 10 noiembrie 1972

Institutul de cercetări și proiectări pentru țiței și gaze, București

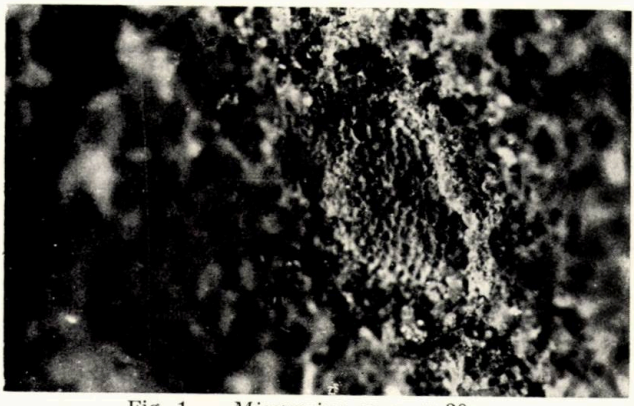


Fig. 1. — *Miogypsina* sp. ; × 20.

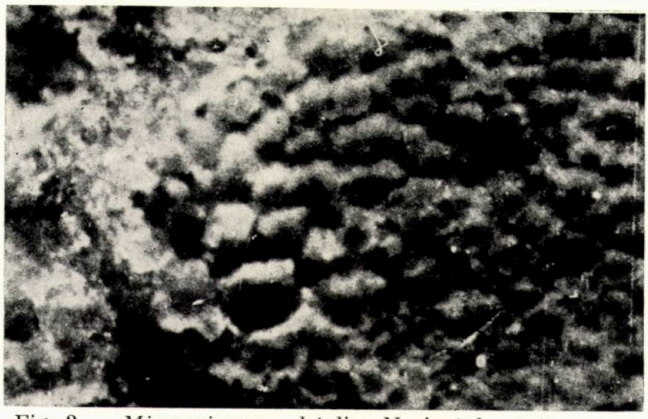


Fig. 2. — *Miogypsina* sp., detaliu. Nepiontul mărit de 100 de ori.

CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA PALEOGENULUI DIN ZONA FLIȘULUI CARPAȚILOR DE CURBURĂ (VALEA BUZĂULUI ȘI VALEA SLĂNICULUI – BUZĂU) *

DE

NIȚA TĂTĂRÂM

55(05)

În cercetările de teren întreprinse în verile anilor 1970 și 1971 am urmărit în special formațiunile eocene din regiunea văii Buzăului (Nehoiu — Nehoiașu — Gura Teghii) și din regiunea străbătută de cursul superior al văii Slănicului — Buzău (Lopătari — Luncile — Plaiu Nucului — Ploștina — Clajna) unde au fost semnalate de multă vreme foraminifere mari (fig. 1).

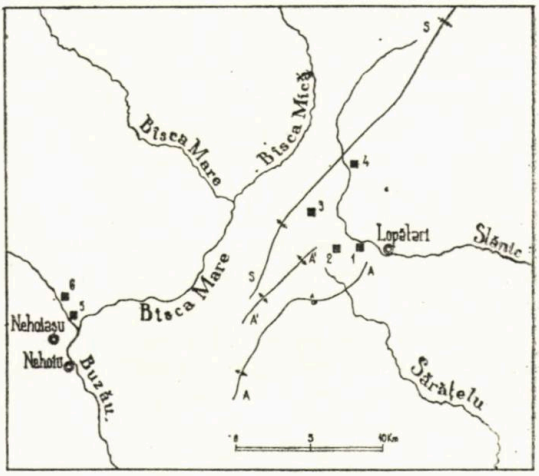


Fig. 1. — Localizarea geografică a punctelor fosilifere

1, Sud de Luncile; *2*, nord-est de Plaiu Nucului; *3*, Ploștina; *4*, cătunul Clajna; *A – A*, anticlinalul Lopătari; *A' – A'*, anticlinalul Brătilești – Plaiu Nucului – Terca; *S – S*, sinclinalul Ploștina; *5*, nord de Nehoiașu; *6*, cătunul Jețu.

Aceste regiuni se încadrează în moldavidele mediane care formează pînza de Tarcău din marea unitate structurală a Carpaților Orientali (*Harta geologică a R. S. România*, 1967).

---

* Lucrarea a fost susținută la Facultatea de geologie-geografie, Universitatea din București, în sesiunea din aprilie, 1972.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 153–160, București, 1973

Formațiunile paleogene din zona flișului Carpaților de Curbură au format obiectul de studiu a numeroși cercetători. Observații ample privind stratigrafia paleogenului și tectonica regiunii cuprinse între văile Putna și Buzău se găsesc în lucrarea lui N. Grigoraș publicată în 1955. Această lucrare, în care sînt prezentate și rezultatele cercetătorilor anteriori, a stat la baza tuturor studiilor întreprinse ulterior. Ne vom referi inițial la acelea care menționează prezența foraminiferelor mari și a altor resturi de organisme în formațiunile eocene din anticlinalul Lopătari și anticlinalul Brătilești — Plaiu Nucului — Terca (anticlinalul Pușcăriei la N. Grigoraș, 1955), unde fauna este mult mai bogată și mai variată în comparație cu aceea care se găsește la nord de Nehoiașu.

Încă din 1923, O. Protescu a determinat din formațiunile eocene de la Lunci, pe malul stîng al văii Slănicului, speciile : *Orbitoides dispansa* Sow., *O. stellata* d'Arch. și *O. stella* Gümb., pe baza cărora atribuie vîrsta bartoniană depozitelor ce le conțin.

Mai tîrziu, în 1937, același autor adaugă la speciile indicate mai sus numuliți, briozoare, spini de echinide, rotaline (fără să precizeze specii) pe care le-a găsit în depozitele de pe valea Slănicului. Susține vîrsta bartonian-ludiană pentru aceste formațiuni. Asociația dată de O. Protescu este, dealtfel, singura asociație menționată pentru această regiune, restul autorilor semnalînd doar prezența macroforaminiferelor. Asemenea indicații se găsesc în lucrările lui M. G. Filipescu (1937, 1940), N. Oncescu (1944), N. Grigoraș (1955) etc. Toți acești autori mențin vîrsta eocen superioară pentru depozitele care conțin foraminifere mari și care apar în această regiune.

În bazinul superior al văii Slănicului, în cuprinsul formațiunilor paleogene s-au separat mai multe complexe de depozite atribuite paleocen-eocenului (Pg_{1-2}) și oligocenului (lattorfian-chattianului) (*Harta geologică a R. S. România*, scara 1 : 200 000, foaia Covasna, 1968).

Încă din 1955, N. Grigoraș a arătat că, începînd de la o linie ce ar uni localitățile Ploștina și Lopătari spre sud, eocenul se găsește în facies de Colți, fapt care este consemnat și pe harta geologică 1 : 200 000, foaia Covasna (1968). La nord de această linie, eocenul cuprinde calcare silicioase și conglomerate verzi cu numuliți, marno-argile verzi și liliachii sau fumurii, gresii calcaroase cu hieroglife, marno-calcare (faciesul estic sau extern).

Eocenul în facies de Colți, în regiunea cercetată de noi, constă din alternanțe dese de argile și marne nisipoase cenușii, gresii calcaroase, fin micacee, dure, fine sau mai grosiere, cu hieroglife și microconglomerate cu frecvente șisturi verzi. Gresiile și microconglomeratele au grosimi cuprinse între 3 și 25 cm. Adeseori se observă în grosimea unui asemenea banc trecerea treptată de la microconglomerat la gresii fine, peste care stau marne sau argile (ritmuri specifice faciesului de fliș). Originea materialului detritic este mixtă (carpatic și dobrogean), după cum subliniază N. Grigoraș (1955).

În cuprinsul formațiunilor descrise am întîlnit mai multe nivele fosilifere, bogate în special în foraminifere mari. Acestea se găsesc în gresiile mai grosiere și în microconglomerate și foarte rar în gresiile mai fine. Am determinat fauna colectată din depozitele eocene : 1) de la sud

de localitatea Luncile, 2) de la nord-est de localitatea Plaiu Nucului, 3) din regiunea localității Ploștina și 4) din zona cătunului Clajna.

1) La sud de localitatea Luncile (VNV de Lopătari), pe flancul de vest al anticlinalului Lopătari, foraminiferele mari se găsesc în microconglomerate cu numeroase elemente de șisturi verzi de dimensiuni pînă la 4—8 mm. Numuliții, discociclinele și asterociclinele se găsesc în proporții aproximativ egale. Diametrul acestora este în medie 1,5—3 mm. Rareori unele discocicline ating 5,5 mm. Se remarcă, în cazul numuliților, predominanța formelor megasferice bine conservate, care se găsesc în primele stadii de dezvoltare. Majoritatea au două, rar trei ture de spiră. Formele microsferice sînt extrem de rare.

Am determinat asociațiile din patru nivele succesive. Primele trei nivele sînt la distanțe pe verticală de circa 1 m; se găsesc spre partea inferioară a complexului de Colți din această regiune, pe versantul drept al văii Slănicului, la circa 50 m mai sus de nivelul văii, în apropierea contactului tectonic cu miocenul inferior și oligocenul din dealul La Bolovanul Greu. Ultimul nivel este situat la circa 10 m distanță pe verticală față de precedentele. Aceste asociații cuprind, în general, următoarele specii: *Nummulites distans* Desh. A, *N. millecaput* Boubée A, *N. pratti* d'Arch. et Haime A, B, *N. anomalus* de la Harpe A, *N. irregularis* Desh. A, *N. atacicus* Leym, A, B, *N. rotularius* Desh., A, B, *N. nitidus* de la Harpe A, *N. murchisoni* Rütim. A, *N. globulus* Leym. A, B, *N. partschi* de la Harpe A, *Operculina* cf. *alpina* Douv., *O. ammonea* Leym., *O.* cf. *parva* Douv. et O'Gorman, *Assilina laxispira* (de la Harpe), *A. exponens* (Sow.), *Discocyclina douvillei* (Schlumb.), *D.* cf. *augustae* Weijden, *D.* cf. *chudeaui* (Schlumb.), *D. roberti* Douv., *D.* cf. *sella* d'Arch., *Actinocyclina* sp., *Asterocyclina stella* (Gümb.), *A. taramellii* M. Chalmas, *A. stellatus* (d'Arch.). Am identificat și miliolide, rotaliide, briozoare, tuburi de viermi, gasteropode de talie foarte mică, spini de echinide, dinți de pești, prisme de cochilii de inocerami.

Asociații asemănătoare de macroforaminifere se găsesc în depozitele luteține din bazinele paleogene europene (tabelul nr. 1).

2) La nord-est de localitatea Plaiu Nucului, pe flancul de est al anticlinalului Brătilești — Plaiu Nucului — Terca (anticlinalul Pușcăriei la N. Grigoraș, 1955) am identificat foraminifere mari în gresii fine sau mai grosiere, calcaroase, foarte dure, cenușii-verzui, cu fragmente de șisturi verzi. În nivelele mai inferioare predomină discociclinele și asterociclinele de talie mică (1,5—2,5 mm). Numuliții, cu aceleași dimensiuni, sînt rari. În nivelele mai superioare numuliții devin din ce în ce mai numeroși, dar au aceleași dimensiuni mici. Macroforaminiferele se disting ușor pe suprafețele alterate ale gresiilor, care au aspectul unor lumașele. În spărtura proaspătă a rocii se observă mult mai greu.

Aceste gresii fosilifere se găsesc spre partea superioară a faciesului de Colți, la circa 15—20 m sub orizontul gresiei de Lucăcești. Am identificat: *Nummulites distans* Desh. A, *N. millecaput* Boubée A, *N. pratti* d'Arch. et Haime A, *N. atacicus* Leym. A, *N. globulus* Leym. A, *N. partschi* de la Harpe A, *Operculina* sp., *Assilina* sp., *Discocyclina douvillei* (Schlumb.), *Discocyclina* sp., *Asterocyclina stella* (Gümb.), *A. taramellii* M. Chalmas, rotaliide, viermi (tuburi), fragmente de cochilii de pectinide, spini și plăci de echinide, dinți de pești, prisme de cochilii de inocerami.

Tabelul nr. 1

Repartizarea stratigrafică și paleogeografică a macroforaminiferelor din regiunile Luncile – Plaiu Nucului – Ploștina – Clajna (valea Slănicului – Buzău) și Nehoiașu – Jeț (valea Buzăului)

Nr. crt.	Repartizarea stratigrafică / Denumirea speciei	Bazinele clasice					Carpații Orientali								
							v. Slănic								
			eocen				eocen								
		paleocen	c	l	p	oligocen	c	l	p	v. Ialomiței	Bertea	Maramureș	Depres. Getică	Turnu Roșu
1	*Nummulites nitidus* de la Harpe A									×	×	×	×	×
2	,, *globulus* Leym. A,B									×	×	×	×	×
3	,, *irregularis* Desh.A									–	–	×	×	×
4	,, *murchisoni* Rütim. A									×	×	×	×	×
5	,, *atacicus* Leym. A,B									×	×	×	×	×
6	,, *rotularius* Desh. A,B									–	–	–	×	×
7	,, *partschi* de la Harpe A, B									×	×	×	×	×
8	,, *pratti* d'Arch. et Haime A, B									×	×	–	–	×
9	,, *distans* Desh. A									×	×	×	×	×
10	,, *gallensis* Heim A									–	×	×	–	×
11	,, *millecaput* Boubée A									×	×	×	–	×
12	,, *anomalus* de la Harpe A									×	×	×	×	–
13	,, *puschi* d'Arch. A, B									–	–	×	–	–
14	*Operculina* cf. *parva* Douv. et O'Gorman									×	–	–	–	×
15	,, *ammonea* Leym.									–	×	–	×	–
16	,, *alpina* Douv.									×	×	×	–	×
17	*Assilina laxispira* (de la Harpe)									–	×	–	×	×
18	,, *exponens* (Sow.)									–	×	–	×	×
19	*Discocyclina douvillei* (Schlumb.)									×	×	–	×	–
20	,, cf. *augustae* Weijden									×	×	–	×	×
21	,, *roberti* Douv.									×	×	–	×	–
22	,, cf. *chudeaui* (Schlumb.)									×	×	–	–	–
23	,, *archiaci* (Schlumb.)									–	–	–	×	×
24	,, cf. *sella* d'Arch.									×	×	–	×	–
25	,, *pratti* (Michelin)									–	×	–	–	×
26	*Asterocyclina stella* (Gümb.)									×	×	–	–	×
27	,, *taramellii* M. Chalmas									×	×	–	–	×
28	,, *stellatus* (d'Arch.)									×	×	–	–	×
29	*Actinocyclina* sp.									–	×	–	–	–
	Miliolide													
	Rotaliide													
	Briozoare													
	Virmi (tuburi)													
	Gasteropode (talie foarte mică)													
	Echinide (spini și plăci)													
	Pești (dinți — ? *Lamna* sp.)													

c = cuisian; l = lutetian; p = priabonian

În zona cătunului Clajna, de la nord de Terca, pe valea Slănicului am găsit blocuri de roci asemănătoare celor descrise mai sus, în care predomină discociclinele și asterociclinele de talie mică, la care se adaugă și briozoare destul de frecvente. Numuliții sînt relativ rari. Am determinat : *Nummulites* cf. *atacicus* Leym. A, *N.* cf. *partschi* de la Harpe A, *Discocyclina* sp., *Asterocyclina taramellii* M. Chalmas, *A. stella* (Gümb.), briozoare, spini de echinide, prisme de cochilii de inocerami. Se pare că aceste blocuri provin din depozitele de pe flancul vestic al aceluiași anticlinal care se continuă spre nord-est (flancul estic al sinclinalului Ploștina).

Asociația determinată de la nord-est de Plaiu Nucului nu diferă prea mult de acelea de la sud de Luncile. Poziția stratigrafică a nivelelor fosilifere — în partea superioară a faciesului de Colți și la mică distanță pe verticală de gresia de Lucăcești — ar pleda pentru atribuirea acestora la lutețianul superior. În sprijinul acestei afirmații ar sta asociația de discocicline și asterocicline determinate din zona cătunului Clajna (v. 4).

3) În regiunea localității Ploștina, pe același flanc estic al sinclinalului Ploștina, am găsit gresii organogene care ocupă o poziție stratigrafică asemănătoare acelora de la Plaiu Nucului. Conțin : *Discocyclina douvillei* (Schlumb.), *Discocyclina* sp., *Asterocyclina stella* (Gümbel), *A. taramellii* M. Chalmas etc. Macroforaminiferele sînt de dimensiuni mici (1—1,5 mm, rar 3 mm).

4) În zona cătunului Clajna, pe versantul stîng al văii Slănicului (flancul estic al sinclinalului Ploștina), pe suprafața unor gresii fine, fin micacee, care se desfac în plăci de 2—5 mm grosime, se observă numeroase discocicline și asterocicline, al căror diametru nu depășește 4 mm. Am determinat următoarele specii : *Discocyclina pratti* (Michelin), *D. archiaci* (Schlumb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *Asterocyclina stella* (Gümb.), *A. taramellii* M. Chalmas, *A. stellatus* (d'Arch.). Roca mai cuprinde briozoare — rare și spini de echinide .

Analizînd repartizarea stratigrafică a acestor specii în restul bazinelor paleogene europene, observăm că această asociație se încadrează în lutețianul superior-priabonianul inferior, avînd în vedere frecvența mare a speciilor *Discocyclina pratti*, *Asterocyclina stella* și *A.stellatus* în acest interval de timp în bazinele clasice. Ca poziție stratigrafică, acest nivel este inferior celui descris de la nord-est de Plaiu Nucului și din regiunea localității Ploștina.

Pe baza faunelor determinate din punctele fosilifere indicate se deduce că partea inferioară a faciesului de Colți care se găsește în regiunea Lopătari — Luncile (1) se plasează în scara stratigrafică aproximativ în partea medie a lutețianului, pe cînd depozitele din zona cătunului Clajna (4) și din regiunile de la nord-est de Plaiu Nucului (2) și Ploștina (3) ar reveni lutețianului superior.

Se remarcă faptul că multe specii de foraminifere mari care se găsesc în faciesul de Colți din regiunea studiată sînt comune cu acelea identificate de noi în depozite de aceeași vîrstă din zona flișului Carpaților Orientali din regiunea de curbură a acestora, și anume din faciesul de Șotrile de pe flancul nordic al sinclinalului de Slănic din zona văii Ialomița și din sinclinalul senonian-paleogen de la vest de valea Teleajenului (Bertea) (ambele regiuni se încadrează în unitatea flișului curbicortical

sau a pînzei de Teleajen); de asemenea, multe specii sînt comune cu acelea din depozitele luteţiene din avantfosa Carpaţilor Meridionali (Depresiunea Getică), din zona flişului transcarpatic din Maramureş şi din sud-vestul Depresiunii Transilvaniei (Turnu Roşu) (Niţa Tătărâm, 1972) (tabelul nr. 1).

Am arătat anterior că în asociaţiile de macroforaminifere de la sud de localitatea Luncile (1), numuliţii, discociclinele şi asterociclinele se găsesc în proporţii aproximativ egale şi că numuliţii (predomină formele megasferice) şi discociclinele sînt în primele stadii de dezvoltare. În asociaţiile de la nord-est de Plaiu Nucului (2) şi Ploştina (3) predomină discociclinele şi asterociclinele, numuliţii fiind mai rari în nivelele mai inferioare; în nivelele superioare, numuliţii devin mai numeroşi, dar continuă să aibă aceleaşi dimensiuni mici. În zona cătunului Clajna (4) sînt nivele constituite numai din discocicline şi asterocicline; ca şi în cazul asociaţiilor de la Luncile, în toate aceste asociaţii (2—4) foraminiferele mari sînt în primele stadii de dezvoltare. Cunoscînd care sînt adîncimile bazinului marin în care se dezvoltă aceste organisme se deduce că în timpul luteţianului, pe fondul general al neliniştei tectonice, fazele de adîncire ale bazinului de sedimentare au alternat cu faze de micşorare a adîncimii apelor. Aproximativ în luteţianul mediu au existat condiţii prielnice de viaţă, în ape nu prea adînci, după cum arată asociaţiile de la sud de Luncile. Aceste condiţii se menţin un timp relativ scurt, dovadă fiind dezvoltarea redusă pe care o prezintă numuliţii, discociclinele şi asterociclinele din cele patru nivele fosilifere succesive care se găsesc în această regiune. Către începutul luteţianului superior, după o adîncire mai accentuată a bazinului (asociaţia din zona cătunului Clajna) se observă tendinţa de micşorare a adîncimii apelor; alături de discociclinele încă frecvente se găsesc numuliţi din ce în ce mai numeroşi în nivelele mai superioare (asociaţiile de la nord-est de Plaiu Nucului).

În regiunea văii Buzăului au fost semnalaţi numuliţi în „gresia de Podu Negru" de pe partea stîngă a văii Buzăului, la nord de Nehoiaşu, de către N. Oncescu (1944), G. Murgeanu şi N. Oncescu (după N. Grigoraş, 1955) şi N. Grigoraş (1955). Această gresie, aşa cum precizează N. Grigoraş (1955), este o gresie eocenă de tip Tarcău, ce se găseşte în apropierea limitei cu stratele de Plopu; a fost greşit trecută la oligocen de către G. Murgeanu şi N. Oncescu.

În cercetările noastre am reuşit să detaşăm cîteva exemplare de numuliţi şi discocicline din „gresia de Podu Negru" şi din bancurile de gresii masive şi microconglomerate de tip Tarcău din zona cătunului Jeţu (nord de Nehoiaşu). În ambele regiuni, macroforaminiferele sînt foarte rare. Am determinat speciile *Nummulites puschi* d'Arch. A şi *Discocyclina* sp. din „gresia de Podu Negru" şi *Nummulites puschi* d'Arch. B, *N. gallensis* Heim A, *Nummulites* sp. indet. din gresia de Tarcău din regiunea cătunului Jeţu. Asociaţia este caracteristică luteţianului superior şi se aseamănă în special cu acelea din zona flişului transcarpatic din Maramureş (Niţa Tătărâm, 1972).

Concluzii. În regiunea străbătută de cursul superior al văii Slănicului — Buzău se menţionează asociaţii bogate de macroforaminifere,

pe baza cărora se precizează vîrsta luteţiană a unei părţi a flişului eocen în facies de Colţi din pînza de Tarcău.

Din observaţiile asupra raportului care există între genurile ce alcătuiesc asociaţiile şi asupra stadiului de dezvoltare a macroforaminiferelor, colectate de la diferite nivele, se deduce că în timpul luteţianului, pe fondul general al neliniştei tectonice, după o etapă în care sedimentarea a avut loc în ape relativ puţin adînci (aproximativ în partea medie a luteţianului) s-a produs o adîncire treptată a bazinului (către începutul luteţianului superior), ca, apoi, adîncimea apelor să se reducă din nou. Modificările batimetrice succesive care au avut loc în acest sector al bazinului de sedimentare au determinat schimbări ale condiţiilor de viaţă.

În regiunea văii Buzăului (Nehoiaşu—Jeţu), din partea superioară a complexului gresiei de Tarcău, au fost determinate specii de numuliţi caracteristice luteţianului superior. Se confirmă vîrsta atribuită acestor strate pe criterii stratigrafice de către N. Grigoraş (1955).

CONTRIBUTION À LA STRATIGRAPHIE DU PALÉOGÈNE DE LA ZONE DU FLYSCH DES CARPATES DE COURBURE (LES VALLÉES DU BUZĂU ET DU SLĂNIC—BUZĂU)

RÉSUMÉ

Les formations éocènes de la région Lopătari—Plaiu Nucului—Ploştina—Clajna (le cours supérieur de la Vallée du Slănic—Buzău) se présentent en faciès de Colţi (alternances serrées d'argiles, marnes, grès calcaires fins ou plus grossiers à hiéroglyphes et microconglomérats à fragments de schistes verts).

Les grès plus grossiers et les microconglomérats des niveaux inférieurs et supérieurs du complexe qui se développe dans l'anticlinal Lopătari et dans celui de Brătileşti—Plaiu Nucului—Terca (la partie externe de la nappe de Tarcău) comportent de grands Foraminifères. De riches associations lutétiennes ont été identifiées dans les régions suivantes : 1) le sud du village Luncile (le flanc ouest de l'anticlinal Lopătari) ; 2) le nord-est du village Plaiu Nucului (le flanc est de l'anticlinal Brătileşti—Plaiu Nucului—Terca) ; 3) la zone du village Ploştina et 4) la zone du hameau Clajna (les deux dernières se trouvant sur le flanc est du synclinal Ploştina). Les faunes montrent l'âge lutétien moyen pour la partie inférieure du faciès de Colţi des environs de Luncile et l'âge lutétien supérieur pour la partie supérieure du même faciès des autres endroits fossilifères (v. le texte roumain).

La plupart des espèces identifiées se trouvent aussi dans les autres régions carpatiques roumaines (tableau 1).

Les observations sur la fréquence des genres de grands Foraminifères existants dans les associations étudiées et sur le stade de leur développement ont montré que, sur le fond général des mouvements tectoniques, la sédimentation a eu lieu dans les eaux relativement peu pro-

fondes pendant le lutétien moyen dans ce secteur des Carpates ; vers le lutétien supérieur, après un approfondissement plus accentué du bassin, on observe la tendance de réduction de la profondeur de la mer.

Dans la région de la Vallée du Buzău (Nehoiaşu—Jeţu), la partie supérieure du complexe du Grès de Tarcău comporte de rares Nummulites et Discocyclines. Des espèces caractérisant le lutétien supérieur ont été identifiées. Ces espèces confirment l'âge attribué à ces couches par N. Grigoraş (1955) en se basant seulement sur le critérium stratigraphique.

BIBLIOGRAFIE

FILIPESCU M. G. (1937), *Études géologiques dans la région comprise entre la Vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bisca Mică*, Bul. Lab. miner. gen. Univ. Bucureşti, **II**.

— (1940), *Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic-Bisca Mare (Buzău)*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXIII**.

GRIGORAŞ N. (1955), *Studiul comparativ al faciesurilor paleogenului dintre Putna şi Buzău*, An. Com. geol., **XXVIII**.

ONCESCU N. (1944), *Le Flysch paléogène entre Bâsca Chiojdului et Bâsca Mică (Départ. de Buzău)*, C. R. Inst. Géol. Roum., **XXVIII**.

PROTESCU O., (1923), *Structura geologică a regiunii Buzăului cuprinsă pe foile Beciu, Scheia şi Ivăneţu (scara 1— 50 000)*, D.S. Inst. Geol. Rom., **XI**.

— (1937), *Étude géologique et paléobiologique de l'ambre roumain*, Bul. Soc. Rom. Geol., **III**.

TĂTĂRÂM NIŢA (1972), *Rezultatele principale ale studiului foraminiferelor mari din eocenul regiunilor carpatice*, Anal. Univ. Bucureşti, Geologie.

* (1967), *Harta geologică a R. S. România*, scara 1: 1000 000, Comitetul de Stat al Geologiei, Inst. geol.

* (1968), *Harta geologică a R. S. România*, scara 1 : 200 000, foaia Covasna, Comitetul de Stat al Geologiei, Inst. geol.

Primit în redacţie la 6 noiembrie 1972

Universitatea Bucureşti
Facultatea de geologie-geografie

POZIȚIA ȘI VALOAREA STRATIGRAFICĂ A SPECIEI *HORIODACNA RUMANA* SABBA

DE

I. C. MOTAȘ, I. PAPAIANOPOL

55(05)

Genul *Horiodacna* a fost creat de Sabba Ștefănescu în 1896, pe baza unui material provenit din forajul de la Mărculești (Ialomița), de la adîncimi cuprinse între 148 și 171 m. Acesta considera drept caractere distinctive ale genului alcătuirea șarnierei (care conține cîte un dinte cardinal rudimentar pe fiecare valvă), suprafața externă lisă și suprafața internă costată. În cadrul acestui gen este descrisă specia *Horiodacna rumana*, care conform diagnozei originale are suprafața internă „ornamentată cu 7—8 coaste filiforme, foarte pronunțate, radiare, plecînd de sub croșet și ajungînd pînă la marginea paleală, parcurse pe toată lungimea lor de un șanț liniar" (pag. 66). În conformitate cu schema stratigrafică pe care o accepta, Sabba Ștefănescu considera (1897) depozitele cu *Horiodacna rumana* ca aparținînd ponțianului superior (orizontul III), etaj pe care îl plasa la partea superioară a seriei miocene. În orizontul III al ponțianului, din care sînt citate forme fosile ca *Prosodacna stenopleura* Sabba, *Prosodacna orientalis* Sabba, *Prosodacna rumana* Font., *Prosodacna Munieri* Sabba, *Prosodacna Cobălcescui* Font., *Prosodacna Haueri* Cob., *Prosodacna Stefănescui* Tourn., *Stylodacna Heberti* Cob., *Horiodacna rumana* Sabba, *Unio Stoliczkai* Neum., *Vivipara* (*Tylotoma*) *bifarcinata* Bielz etc. (pag. 173), autorul îngloba prin urmare dacianul inferior și superior, precum și o parte din romanian.

De la Sabba Ștefănescu, prezența acestei specii a fost semnalată foarte rar, în depozitele pliocene din Bazinul Dacic.

În 1955 E. Liteanu identifică *Horiodacna rumana* Sabba, în dacianul de la Zăvalu. Asociația fosilă citată de autor provine dintr-un pachet de nisipuri, cu o grosime de 9 m, situat sub acumulările terasei inferioare ale Jiului și conține: *Unio rumanus* Tourn., *Pisidium amnicum* Müller, *Dreissena rostriformis* Desh., *Dreissena polymorpha* Pallas, *Dreissena rimestiensis* Font., *Prosodacna* (*Prosodacna*) *haueri haueri* Cob., *Prosodacna* (*Prosodacna*) *munieri* Sabba, *Prosodacna* (*Prosodacna*) *serena* Sabba, *Prosodacna* (*Stylodacna*) *orientalis* Sabba, *Prosodacna* (*Stylodacna*)

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 18, nr. 1, p. 161—170, București, 1973

11 — c 2551

rumana Font., *Prosodacna* (*Stylodacna*) *heberti* Cob., *Horiodacna rumana* Sabba, *Prososthenia radmanești* Fuchs, *Gyraulus rumanus* Wenz etc. (pag. 765).

În continuare, E. Liteanu arată că față de orizontările făcute de W. Wenz (1942) în regiunile petrolifere, bancul de nisipuri care aflorează între Comosteni și Zăvalu nu poate fi raportat unui anumit orizont al dacianului, deoarece în acesta apar la diferite nivele atît forme ale dacianului inferior cît și ale dacianului superior.

Problemele referitoare la genul *Horiodacna* sînt reluate de E. Liteanu și Ecaterina Schoverth în 1960. Materialul studiat provenea atît din aflorimente (Zăvalu), cît și dintr-o serie de foraje executate în Cîmpia Română, cum sînt cele de la Potcoava (Călărași), Mînăstirea (Oltenița), Putinei (Turnu Măgurele), Furculești (Alexandria), Viișoara, Suhaia, Contești (Zimnicea). În toate aceste puncte, conform indicației autorilor, formele de *Horiodacna* se găsesc asociate cu *Prosodacna* (*Prosodacna*) *haueri haueri* Cob., *Prosodacna* (*Stylodacna*) *orientalis* Sabba, *Prosodacna* (*Stylodacna*) *rumana* Font., precum și cu limnocardiide și gastropode, în general de talie mică (pag. 64).

Pe baza unor exemplare care prezentau deosebiri față de cele descrise și figurate de Sabba Ștefănescu, în ce privește șarniera valvei drepte (un dinte cardinal, un dinte lateral anterior și un dinte lateral posterior), numărul și caracterul coastelor (prezența a 11—16 coaste pe suprafața internă, iar suprafața externă brăzdată de șanțuri radiare care delimitează un număr mare de coaste plate), este creată o nouă specie de *Horiodacna*, și anume *Horiodacna zăvalui* Liteanu et Schoverth.

Conform datelor cunoscute pînă la acel moment, autorii ajung la concluzia că „speciile aparținînd genului *Horiodacna* sînt forme endemice, proprii Bazinului Dacic și foarte frecvente în depozitele neritice, fin nisipoase ale dacianului din Cîmpia Română meridională, precum și din Depresiunea Getică de NV" (pag. 76). Faptul că *Horiodacna* nu mai fusese semnalată pînă atunci, nici în dacianul din Subcarpații Munteniei și nici în depozitele daciene de pe dreapta Dunării, este considerat ca o dovadă că aceasta este legată exclusiv de faciesul nisipos din zona neritică.

Cercetările efectuate în ultimul timp, atît la noi, cît și în Bulgaria și U.R.S.S., dovedesc însă că acest gen a avut o arie de răspîndire mult mai largă.

În 1964, St. Stoikov descrie forme noi de lamelibranhiate pliocene, pentru nordul Bulgariei. Astfel, de la Aidemir (Silistra) este citată o asociație fosilă cu *Prosodacna* (*Prosodacna*) *munieri* Ștefănescu, *Prosodacna* (*Stylodacna*) *orientalis* Ștefănescu, *Prosodacna* (*Prosodacnomya*) *stenopleura* Ștefănescu, *Horiodacna rumana* Ștefănescu, considerată ca aparținînd etajului dacian.

A. G. Eberzin și V. N. Semenenko (1966) semnalează prezența speciei *Horiodacna rumana* Sabba în partes sudică a U.R.S.S. (Preazovul nordic), într-un foraj amplasat în apropierea staniței Primorskoe. Exemplarele de *Horiodacna* (în număr de 10) au fost obținute de la adîncimi cuprinse între 74,7 și 76,7 m față de suprafață și sînt însoțite de *Prosodacna* sp., „*Monodacna*" ex gr. *maxima* Andrus., *Arcicardium* cf. *planacardo* Andrus., *Limnocardium* (*Euxinicardium*) cf. *fervidum orsa* Ebers., *Limnocardium* (*Moquicardium*) aff. *moquicum* Sen., *Congeria*

sp., *Dreissena theodori theodori* Andrus., *D. theodori kubanica* Krest., D. cf. *abchasica* Sen., *D.* cf. *suprangusta* David., *D.* sp., *Melanopsis* sp., *Lithoglyphus* sp., *Micromelania* sp., *Hydrobia* sp. (pag. 125).

În ceea ce privește vîrsta acestui complex faunistic, el este atribuit în exclusivitate pliocenului mediu (kimmerianului), pe baza unor similitudini cu faunele stratelor de Duab (Abhazia), Hopi (Mingrelia) și Guliani (Guria), adică cu faciesurile deltaice și predeltaice din Transcaucazul vestic. Autorii arată în continuare că „stabilirea detaliată în România a vîrstei și orizontului căruia îi aparțin stratele cu *Horiodacna* este o necesitate urgentă pentru viitorul apropiat (pag. 126).

Cu ocazia cercetărilor pe care le-am întreprins în ultimii ani în Muntenia estică, au fost colectate exemplare destul de numeroase de *Horiodacna rumana* Sabba, dintr-un profil care permite stabilirea exactă a poziției stratigrafice a acestei specii (fig. 1).

Aceasta a fost întîlnită în jumătatea superioară a dacianului superior, din profilul deschis de valea Budureasca, în dealul Malul Călugărului (circa 9 km NV de Mizil), într-un pachet de nisipuri fine sau de granulație medie, cenușii sau gălbui cu *Horiodacna rumana* Sabba, *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Font.), *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barb.), *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *insolidum* Ebers., *Pisidium amnicum* (O. F. Müller), *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Viviparus* ex gr. *rumanus* Tourn., *Pyrgula bicincta* Lör., *P. eugeniae* Neum., *Melanoides* (*Stenomelania*) *abchasica* Sen., *Hydrobia spicula* Sabba, *H. syrmica* Neum., *Gyraulus* (*Gyraulus*) *rumanus* Wenz, *G*(*G.*) *inornatus* (Brus.,) *Theodoxus* (*Calvertia*) *rumanus* (Sabba), *Lithoglyphus amplus* Brus., *Bulimus* (*Daciella*) *carinatus valdecarinatus* Wenz.

Din interiorul cochiliilor de *Viviparus* au fost obținute cîteva forme juvenile de *Horiodacna rumana* Sabba.

Sub nisipurile menționate mai sus sînt deschise argile cenușii, dure, nestratificate, cu spărtura neregulată și argile cenușii-negricioase, stratificate în bancuri subțiri. Acestea din urmă conțin următoarea asociație fosilă: *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cob., *P.* (*Prosodacna*) ex gr. *zamphiri* (Cob.), *P.* (*Prosodacnomya*) *stenopleura* Sabba, *Pseudacatillus dacianus* Ebers., *P. subzlatarskii* Ebers., *Zagrabica* cf. *reticulata* Sabba, *Lithoglyphus rumanus* Sabba.

Deasupra siltitelor cu *Viviparus* ex gr. *rumanus* Tourn. se dispun tot nisipuri de culoare cenușie în care viviparele apar cu totul izolat, dar în care sînt foarte numeroase bivalvele și în special prosodacnele: *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cob., *P.* (*Prosodacna*) *rumana* (Font.), *P.* (*P.*) *daciana* Papaianopol, *P.* (*P.*) ex gr. *sturi* (Cob.), *Horiodacna rumana* Sabba, *Limnodacna rumana* Papaianopol et I. Motaș, *Pyrgula eugeniae* Neum., *Melanoides* (*Stenomelania*) *abchasica* Sen.

Profilul continuă cu nisipuri de cîțiva centimetri grosime în care abundă congeriile din grupul turgida, urmate de nisipuri gălbui sau ușor roșietice, pe alocuri ușor grezoase cu *Unio* (*Unio*) *rumanus* Tourn., *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cob., *P.* (*Ps.*) *neumayri neumayri*(Fuchs), *P.* (*Prosodacna*) *rumana* (Font.).

Dacianul superior din acest profil (fig. 1) se încheie cu două bancuri de gresii nisipoase (separate de marne nisipoase cu o grosime de 1,5 m),

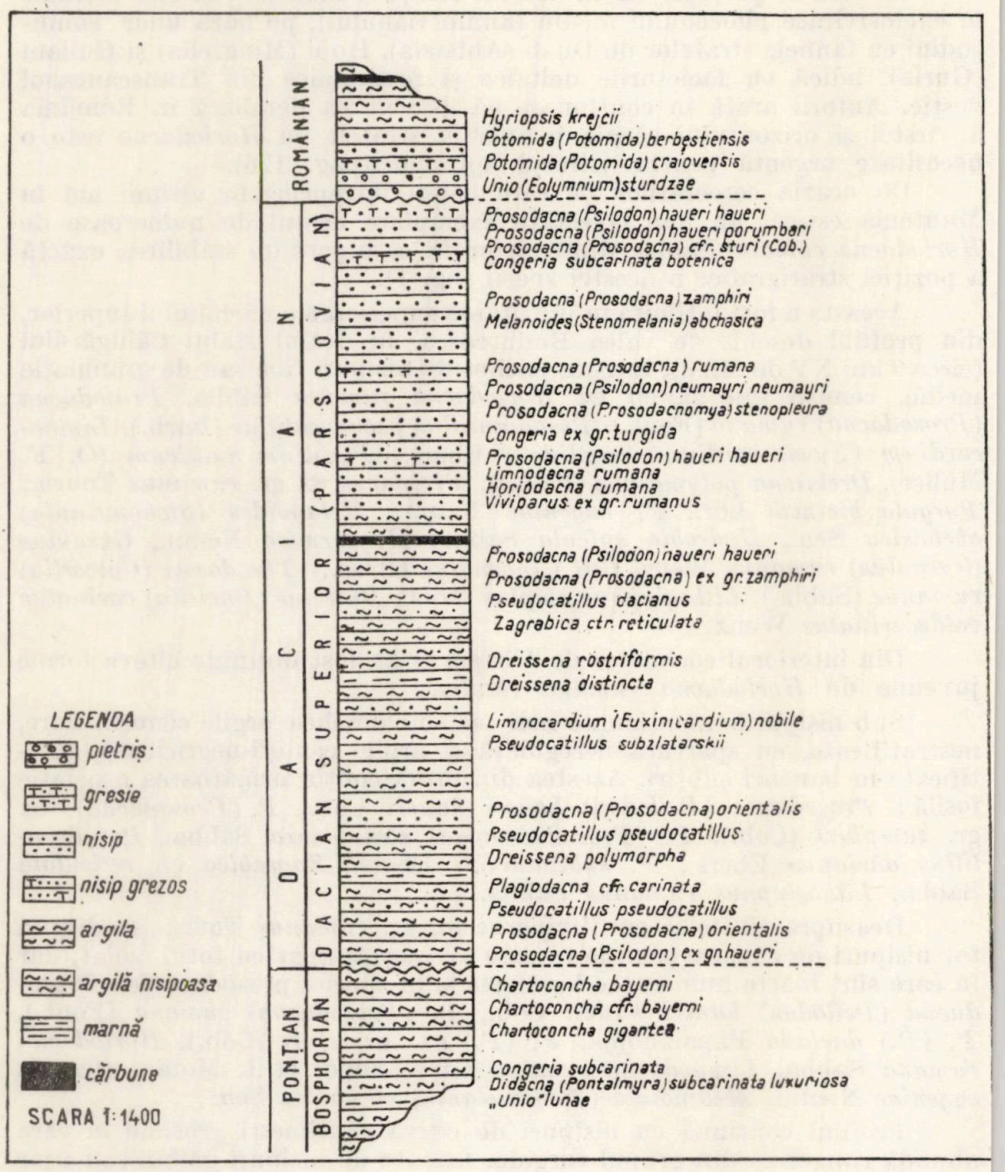


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a dacianului superior (parscovian) de pe valea Budureasca.

gălbui-cărămizii, destul de puternic cimentate, care conțin psilodonți de talie mare, ca *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cob., *P.* (*Ps.*) *haueri porumbari* Cob., *P.* (*Ps.*) *haueri vitzui* Cob., *P.* (*Ps.*) *haueri damienensis* Cob., în asociație cu *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Font.), *P.* (*P.*) *zamphiri* (Cob.), *Congeria subcarinata botenica* Andrus., *Dreissena ștefănescui* Font., *Melanoides* (*Stenomelania*) *abchasica* Sen.

Deasupra ultimului nivel cu *Psilodon* se dispune discordant orizontul bazal al romanianului cu *Unio* (*Eolymnium*) *sturdzae* Cob.

În acest profil dacianul superior nu este complet dezvoltat, lipsind partea sa superioară cu *Prosodacna* (*Psilodon*) *neumayri ștefănescui* Tourn. și *P.* (*Ps.*) *euphrosinae* Cob.

După cum am arătat cu o altă ocazie [1], considerăm ca aparținînd dacianului superior pachetul de strate situat între dacianul inferior (gețian-strate cu *Pachydacna*) și romanian (strate cu unionizi netezi și sculptați, însoțiți de viviparide din grupul *bifarcinatus*). Din punct de vedere paleontologic, dacianul superior este caracterizat de o serie de elemente faunistice proprii, cum sînt psilodonții din grupurile *haueri*, *neumayri* și *euphrosinae*, prosodacnele din grupul *zamphiri*, *Limnodacna*, *Horiodacna* etc.

I. Andreescu [2] propune pentru același volum al dacianului superior denumirea de parscovian. Prin urmare, etajul dacian (situat între etajele ponțian și romanian) este constituit din două subetaje: unul inferior (gețian) și unul superior (parscovian).

În profilul de pe valea Budureasca, dacianul superior (din care nu am descris decît partea sa superioară, predominant psamitică) are o grosime de 140 m. Nivelele cu *Horiodacna rumana* Sabba se situează la 90 și 95 m grosime stratigrafică, deasupra limitei inferioare a acestuia (care aici se dispune direct peste ponțianul superior, lipsind gețianul).

Din cele spuse se desprinde faptul că *Horiodacna rumana* Sabba se localizează în dacianul superior (parscovian), aproximativ la nivelul stratelor cu *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cob., deci în jumătatea inferioară a dacianului superior, dcă ne referim la profilele în care acesta este în întregime dezvoltat.

Amintim că pînă la acest moment, profilul de pe valea Budureasca este singurul dintre cele situate în zona subcarpatică în care au fost întîlnite exemplare de *Horiodacna rumana* Sabba. După toate probabilitățile, ea trebuie să se găsească și în alte puncte de apariție la zi ale dacianului superior din Subcarpați (mai ales la est de valea Cricovul Sărat), unde probabil numai din cauza fragilității valvelor acestea nu s-au păstrat, sau nu au fost identificate pînă în prezent.

Datele enumerate mai sus aduc preciziuni și în ceea ce privește poziția stratigrafică a speciei *Prosodacna* (*Prosodacnomya*) *stenopleura* Sabba. Atît aici, cît și în alte profile (valea Ceptura, valea Buzăului),

---

[1] I. C. Motaș, I. Papaianopol, *Biostratigrafia succesiunii Meoțian-Pleistocen dintre Călugăreni și Vadu-Săpat* (*jud. Prahova*), ședința de comunicări științifice a Institutului geologic, 23 aprilie, 1971.

[2] I. Andreescu, *Contribuții la stratigrafia Dacianului și Romanianului din zona de curbură a Carpaților Orientali*, ședința de comunicări științifice a Institutului geologic, 14 mai, 1971.

aceste forme la care sinusul poate fi într-adevăr observat se găsesc localizate tot în dacianul superior.

Pe această bază putem presupune că în forajul de la Mărculeşti aparţine dacianului şi pachetul de strate dintre 171 şi 178 m, cu *Prosodacna* (*Prosodacnomya*) *stenopleura* Sabba, care fusese considerat de Şt. Manolescu (1923) ca aparţinînd ponţianului. Autorul citat plasa limita inferioară a dacianului la 170 m, adică pînă acolo unde Sabba Ştefănescu întîlnise *Horiodacna rumana*.

După cum am arătat şi mai sus, St. Stoikov (1964) identifică în acelaşi pachet de strate de la Aidemir — Silistra (atribuit dacianului) atît *Horiodacna rumana* Sabba, cît şi *Prosodacna* (*Prosodacnomya*) *stenopleura* Sabba, ceea ce confirmă odată în plus vîrsta daciană a acesteia din urmă.

Revenind la genul *Horiodacna*, amintim că E. Liteanu şi Ecaterina Schoverth (1960) emendează diagnoza acestuia (pag. 78), arătînd că numărul de coaste de pe suprafaţa internă este cuprins între 3 şi 16 şi că pe valva dreaptă se pot găsi în afară de dintele cardinal, un dinte lateral anterior şi unul lateral posterior slab marcat.

În materialul recoltat de noi, din depozitele dacianului superior care aflorează în dealul Malul Călugărului, există şi cîteva forme tinere de *Horiodacna rumana* Sabba. La acestea (care au o lungime de 3,5 şi 4 mm) se observă pe lîngă dintele cardinal şi un dinte lateral anterior slab dezvoltat, cu aspect de stilet, şi un lateral posterior foarte redus, situat la extremitatea posterioară a platoului cardinal (ne referim numai la şarniera valvei drepte).

Exemplarele de *Horiodacna zăvalui* Liteanu et Schoverth (pe baza cărora a fost făcută emendarea genului), aflate în colecţia Institutului geologic, aparţin de asemenea unor forme juvenile.

Odată cu creşterea cochiliilor de *Horiodacna rumana* Sabba, se remarcă reducerea şi pînă la urmă dispariţia completă a dinţilor laterali de pe valva dreaptă. Atît la exemplarele colectate de noi, cît şi la cele din Bulgaria (din care posedăm cîteva valve) se poate observa pe valva dreaptă a formelor adulte, sub ramura anterioară a marginii cardinale, o mică îngroşare, care însă nu mai formează un dinte lateral anterior adevărat şi care în majoritatea cazurilor lipseşte cu desăvîrşire.

În diagnoza originală a genului *Horiodacna*, Sabba Ştefănescu (1896, pag. 66) nu face nici un fel de referiri la numărul de coaste de pe suprafaţa internă, ci arată numai că suprafaţa externă este lisă, iar suprafaţa internă costată.

Din această cauză considerăm că este util ca, în ceea ce priveşte diagnoza genului *Horiodacna*, să fie reţinută cea dată de Sabba Ştefănescu (1896), cu completarea că în stadiile tinere de creştere se pot observa pe valvele drepte, pe lîngă dintele cardinal şi rudimentele dinţilor laterali (anterior şi posterior).

Referindu-se la raporturile cu alte genuri, Sabba Ştefănescu (1896) semnala că „genul *Horiodacna* se apropie mult de *Prosodacna* şi *Stylodacna* prin formă, dar se distinge prin şarnieră care nu are decît cîte un dinte cardinal rudimentar însoţit de o mică fosetă" (pag. 66).

E. Liteanu şi Ecaterina Schoverth (1960) arată că şarniera mai completă a speciei *Horiodacna zăvalui* ar putea să îndreptă-

țească presupunerea că aceasta ar fi o formă de tranziție între *Prosodacna* (*Stylodacna*) *rumana* Font. și *Horiodacna rumana* Sabba, lăsînd însă deschisă această problemă.

Este necesar să facem precizarea că specia lui F o n t a n n e s nu este o stilodacna, ci o prosodacnă cu coaste netede, care aparține subgenului *Prosodacna*. *Stylodacna* este deocamdată un gen monotipic, avînd ca reprezentant pe *Stylodacna heberti* (Cob.). Acest gen, atît prin șarnieră, cît și prin structura costației, se deosebește în mod net de toate celelalte genuri de cardiacee pliocene din Bazinul Dacic.

Considerăm că este foarte puțin probabilă existența unor legături de filiație între *Horiodacna* și *Prosodacna*, deoarece caracterele pe care le prezintă fiecare dintre ele pun de la început sub semnul întrebării această ipoteză. Pe de altă parte, credem însă că sînt posibile unele legături de înrudire între *Horiodacna* și *Stylodacna*, dat fiind faptul că formele juvenile de *Horiodacna* au pe valva dreaptă un dinte lateral anterior rudimentar, cu aspect de stilet.

Acest punct de vedere își va primi sau nu confirmarea în momentul în care vor putea fi studiate exemplare tinere de *Stylodacna heberti*, pentru a putea sesiza caracterele diferitelor stadii ontogenetice ale acesteia.

Prezența genului *Horiodacna* în Subcarpații Munteniei, în nordul Bulgariei și în sudul Ucrainei dovedește că acesta a avut un larg areal de răspîndire, nefiind prin urmare o formă endemică, proprie Bazinului Dacic. Subliniem însă că Bazinul Dacic este locul inițial de apariție a acestui gen, de unde a putut migra în Bazinul Euxinic (fig. 2).

Semnalarea horiodacnelor în kimmerianul Bazinului Euxinic, ca și identificarea limnodacnelor în dacianul superior din Muntenia arată că la acest nivel al dacianului au existat legături între cele două bazine, care, deși probabil de scurtă durată, au permis migrări în dublu sens (migrarea geto-dacică). După toate probabilitățile, *Limnodacna* a migrat din domeniul euxinic în cel dacic, în timp ce *Horiodacna* a avut o direcție de deplasare inversă.

A. G. E b e r z i n (1967) presupunea existența unei legături între cele două domenii și deci a unor migrații, la nivelul panticapaeanului (kimmerian superior), cînd *Horiodacna* a migrat din Bazinul Getic în cel Euxinic.

Din cele spuse se trage concluzia că specia *Horiodacna rumana* Sabba are o mare importanță stratigrafică, ca fosil conducător pentru dacianul superior (parscovian) din Bazinul Dacic. Prezența sa în Bazinul Euxinic facilitează în același timp corelările cu depozitele kimmerianului superior din sudul U.R.S.S.

LA POSITION ET LA VALEUR STRATIGRAPHIQUE DE *HORIODACNA RUMANA* SABBA

RÉSUMÉ

La note passe en revue tous les points connus jusqu'à présent (affleurements et forages) où a été signalée *Horiodacna rumana* Sabba, en donnant aussi les fossiles associés.

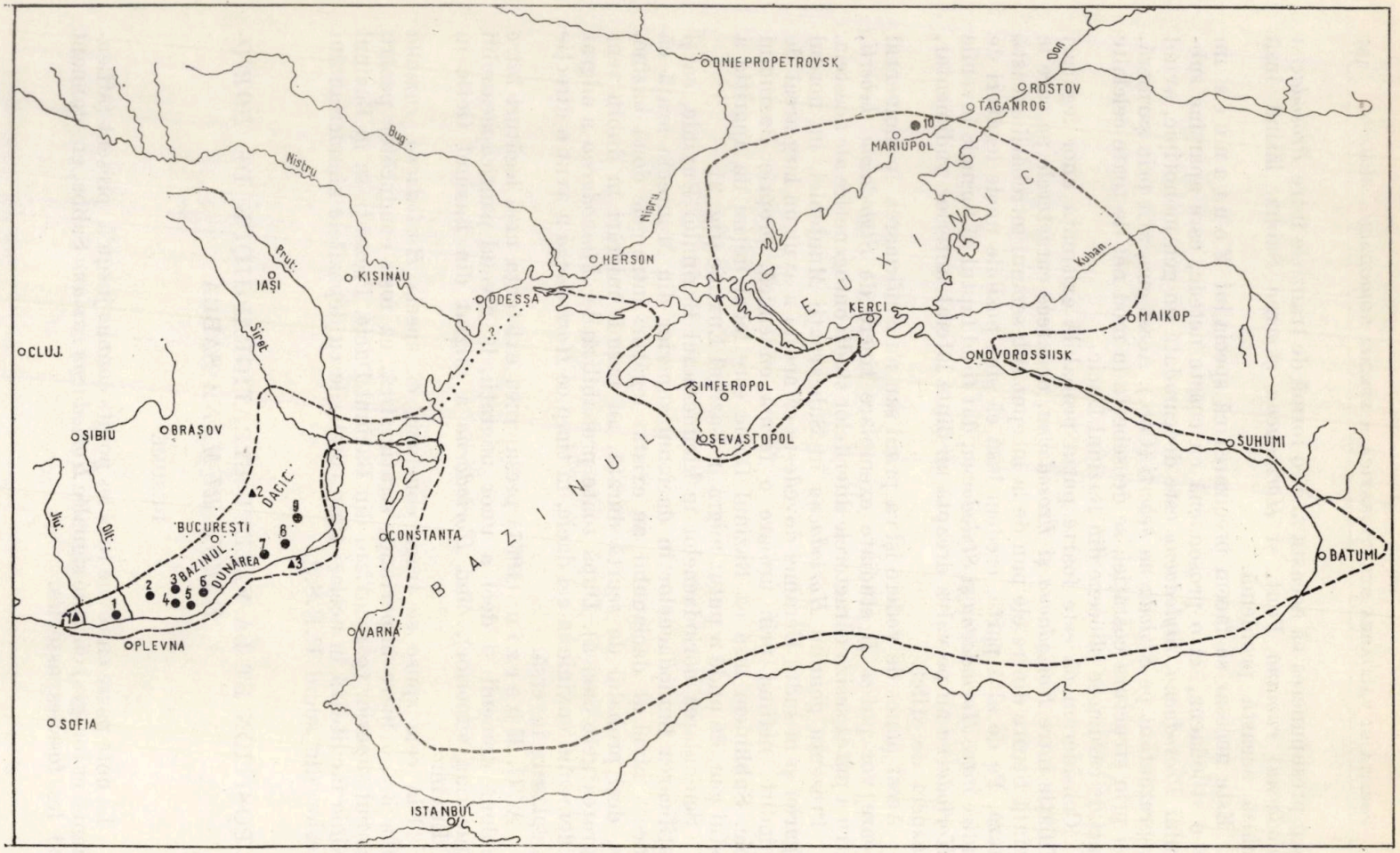


Fig. 2. — Schița paleogeografică a dacianului superior, cu punctele de apariție ale speciei *Horiodacna rumana* Sabba.

▲ în afloramente: 1, Zăvalu (jud. Dolj); 2, valea Budurească (jud. Prahova); 3, Aidemir — Silistra (R. P. Bulgaria).

Sa présence en Bulgarie et aussi au S de l'U.R.S.S. prouve que *Horiodacna rumana* Sabba n'est pas une espèce endémique, propre au Bassin Dacique, mais une forme occupant un aréal beaucoup plus large.

Comme profil de référence, qui précise avec exactitude la position de cette espèce, est accepté celui du Dacien supérieur de la vallée Budureasca (colline Malul Călugărului), dont on décrit la partie supérieure, à prépondérance sableuse, où l'on trouve *Horiodacna rumana* Sabba.

Cette espèce est localisée dans un paquet sableux, qui appartient au complexe des couches à *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cob. (Dacien supérieur) et se trouve en association avec : *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cob., *P.* (*Prosodacna*) *cucestiensis* (Font.), *P.* (*P.*) *rumana* (Font.), *P.* (*P.*) *daciana* Papaianopol, *P.* (*Prosodacnomya*) *stenopleura* Sabba, *Limnodacna rumana* Papaianopol et I. Motaș, *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *insolidum* Ebers., *Viviparus* ex. gr. *rumanus* Tourn., *Melanoides* (*Stenomelania*) *abchasica* Sen., *Pyrgula bicincta* Lör., *P. eugeniae* Neum .

L'association précise aussi l'âge dacien supérieur de *Prosodacna* (*Prosodacnomya*) *stenopleura* Sabba.

L'analyse de la charnière des exemplaires juvéniles de *Horiodacna rumana* Sabba (la présence d'une dent latérale antérieure, avec aspect de stylet sur la valve droite) montre la possibilité de certaines relations phylogéniques entre *Stylodacna* et *Horiodacna*.

La présence de *Horiodacna rumana* Sabba, dans le S de l'U.R.S.S., dans une association attribuée au Kimmérien supérieur souligne sa valeur de fossile index pour le Dacien supérieur et ses équivalents euxiniques.

Elle démontre aussi l'existence, au Dacien supérieur, de certaines liaisons entre les Bassins dacique et euxinique, qui auraient permis des migrations en double sens.

BIBLIOGRAFIE

Eberzin A. G. (1967), *Solonovatovodnie kardiidî plioțena S.S.S.R.*, Ciasti V, Trudî Paleont. Inst., *112*, Moscova.

Eberzin A. G., Semenenko V. N. (1966), *O prisutstvii Horiodacna rumana v srednem plioțene Priazovia*, Paleontologhiceskii Jurnal, **2**, Moscova.

Eberzin A. G., Motaș I. C., Macarovici N., Marinescu Fl. (1966), *Afinități panonice și euxinice ale Neogenului superior din Baznul Dacic*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**, *2*.

Gillet S. (1945), *Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie*, Mem. Inst. geol. Rom., **IV**.

Liteanu E. (1955), *Fauna dacianã de la Zăvalul*, Bul. Acad. R.P.R., Secția de biol. șt. agric, Secția geol.-geogr., **VII**, *3*, București.

Liteanu E., Schoverth Ecaterina (1960), *Observații asupra genului Horiodacna Sabba*, St. cerc. geol., **V**, *1*.

Manolescu St., (1923), *Comunicarea preliminară asupra Pliocenului din dreapta Dunării din Dobrogea de SW*, D.S. Inst. geol. Rom., **VI** (1914—1915).

ŞTEFĂNESCU SABBA (1896), *Études sur les Terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude des faunes sarmatique, pontique et levantine*, Mém. Soc. Géol. France, Paléont., **15**, Paris.

— (1897), *Étude sur les Terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique*, Lille.

STOIKOV ST., (1964), *Novi plioţenski Lamellibranchiata ot severna Bilgaria*, Godişnik Sofiiskaia Universitet, **LVII** (1962—1963), Sofia.

WENZ W. (1942), *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete*, Sencken., **24**, Frankfurt a Main.

Primit în redacţie la 16 noiembrie 1972

Institutul geologic

CHARACEE EOCRETACICE DIN DOBROGEA DE SUD (VALEA AKARGEA-PEȘTERA)

DE

THEODOR NEAGU, MARIA OLGA GEORGESCU-DONOS

55(05)

Primele cercetări geologice privind formațiunile cretacice din regiunea Peștera (Medgidia) se datoresc lui V. Anastasiu (1898), după care studii mai de detaliu au efectuat apoi Gh. Macovei și I. Atanasiu (1934), iar în ultimul timp o contribuție deosebită a adus M. Chiriac (1953, 1961).

Formațiunile întîlnite în această regiune a Dobrogei de sud sînt reprezentate stratigrafic și litologic prin calcare în alternanță cu marno-calcare bogate într-o macrofaună tipic neritică. Este greu de a face aprecieri privind formațiunea subjacentă, deoarece profilele din regiune nu permit aceasta. Seria calcaroasă amintită aparține, pe baza bogatelor date oferite de macrofaună, barremianului și suportă la rîndul său transgresiv sedimentele albianului reprezentat prin nisipuri glauconitice, gresii glauconitice în care uneori se intercalează și conglomerate cu ciment glauconitic. Depozitele albianului sînt de asemenea foarte bogat fosilifere, conținînd o macrofaună care permite cu multă siguranță atribuirea vîrstei amintite. La rîndul lor, și aceste depozite suportă transgresiv fie cenomanianul, fie sarmațianul, ambele cu caracter calcaros și bogat fosilifere.

Materialul microfloristic studiat provine dintr-un afloriment situat în versantul stîng al văii Akargea — perimetrul satului Peștera, la circa 2 km amonte de confluența acesteia cu valea Perdea.

Aflorimentul amintit prezintă următoarea alcătuire litologică: calcare gălbui sau alb lăptoase cu spărtută așchioasă, care alterate devin roz-cărămizii, formînd roca principală, iar ca intercalații apar marno-calcare gălbui de ocru, friabile și marne calcaroase gălbui cu aspect făinos, în strate ce nu depășesc 0,5 m grosime (fig. 1).

Macrofauna acestor depozite este formată din: *Pteroceras* cf. *pelagi* Brogniart, *Harpagodes* sp., *Natica* sp.

Nivelul superior de marne moi are un conținut foarte bogat în resturi de characee, alături de care se mai găsesc și rare carapace de

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 171–185, București, 1973

Cypridea. În afloriment seria barremiană este acoperită de calcarele sarmaţianului mediu, bine dezvoltat în regiune.

Microflora nivelului amintit şi care a format obiectul prezentului studiu este alcătuită din fragmente de tulpinițe, precum şi dintr-o masă

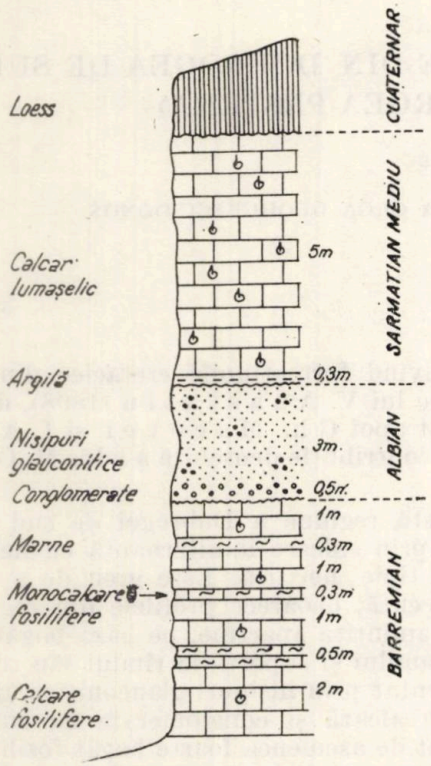


Fig. 1. — Profil geologic pe valea Akargea-Peştera.

puternică de utricule şi girogonite ce aparţin sistematic la : *Atopochara trivolvis* Peck, *Clavator thorali* Domzé, *Clavator* sp. şi *Clypeator europaeus* Mädler n. sp.

Asociaţia aceasta, în care genul cu frecvenţă maximă şi utricule de talie mare este *Atopochara*, apare ca un indicator sigur al eocretacicului. Din datele de literatură, acest gen are frecvenţa maximă în apţianul inferior de apă dulce (K. M ä d l e r, 1952, 1953).

Autori cu specialitate în studii de characee fosile, cum sînt K. M ä d l e r (1952, 1953), G r a m b a s t (1957, 1966), M a s l o v (1957, 1961, 1963 *a*, 1963 *b*), consideră o astfel de asociaţie drept un bun indicator al apţianului inferior în Europa de vest sau în U.R.S.S.

Considerînd în mod deosebit părerile dr. K. M ä d l e r (comunicate prin corespondenţă), este greu de admis vîrsta barremian superioară stabilită pînă în prezent, aşa cum reiese din literatura geologică românească referitoare la aceste formaţiuni calcaroase din Dobrogea de sud, a asociaţiei de *Atopochara* şi *Clypeator*. Cum însă un studiu amănunţit privind fauna de nevertebrate a complexului calcaros, atribuit în totalitate

barremianului, în Dobrogea de sud nu s-a efectuat încă, nu putem susţine cu totală certitudine vîrsta barremiană. În felul acesta ne asociem părerii dr. K. M ä d l e r exprimată în una din corespondenţe şi ne punem astfel întrebarea dacă nu cumva partea terminală a complexului calcaros nu aparţine apţianului inferior? În acelaşi timp, nu excludem desigur nici posibilitatea unei apariţii mai timpurii a acestei asociaţii de characee în Dobrogea de sud. Rămîne doar ca studiile de detaliu referitoare la fauna de nevertebrate să aducă lămuririle necesare.

Speciile de characee semnalate au fost studiate şi din punct de vedere morfometric aplicînd metoda Horn et Rantzein (M a s l o v, 1963)

PARTEA SISTEMATICĂ

Tip CHAROPHITA

Ordin **CHARALES** Mädler 1952

Fam. **C L A V A T O R A C E A E** Ried & Groves 1916

Gen **A t o p o c h a r a** Peck 1936

Atopochara trivolvis Peck 1936

(pl. I, fig. 9—12)

Atopochara trivolvis Peck, 1938, p. 174, pl. 28, fig. 1—12; 1941, p. 290, pl. 42, fig. 1—6; Raski, 1945, p. 53, pl. 2, fig. 16—18, pl. 3, fig. 21—23; Peck, 1957, p. 20, pl. 2, fig. 1—5; Maslov, 1963, p. 53, fig. 14.

Descriere: Utriculul, de formă sferică puţin alungită cu o simetrie ternară, are la cei doi poli cîte un orificiu; pe suprafaţa sa se observă trei grupe de şanţuri şi carene răsucite spre stînga; aceste ornamentaţii pleacă de la deschiderea bazală şi ajung în zona ecuatorială de la care pornesc apoi în sus adînciturі unghiulare numeroase ce se prelungesc pînă la deschiderea apicală. Girogonitul de dimensiuni mici este puternic legat de utricul aşa încît nu apare detaşat.

Dimensiuni: lungime = PA = 720—900 μ : lăţime = LED = 720—860 μ.

Histograma de variaţie a indicelui izopolar (fig. 2) indică o clasă dominată de mărimi morfometrice cu mici variaţii. În general, utriculele sînt bine dezvoltate, axa de rotaţie (PA) atingînd valori de peste 900 μ.

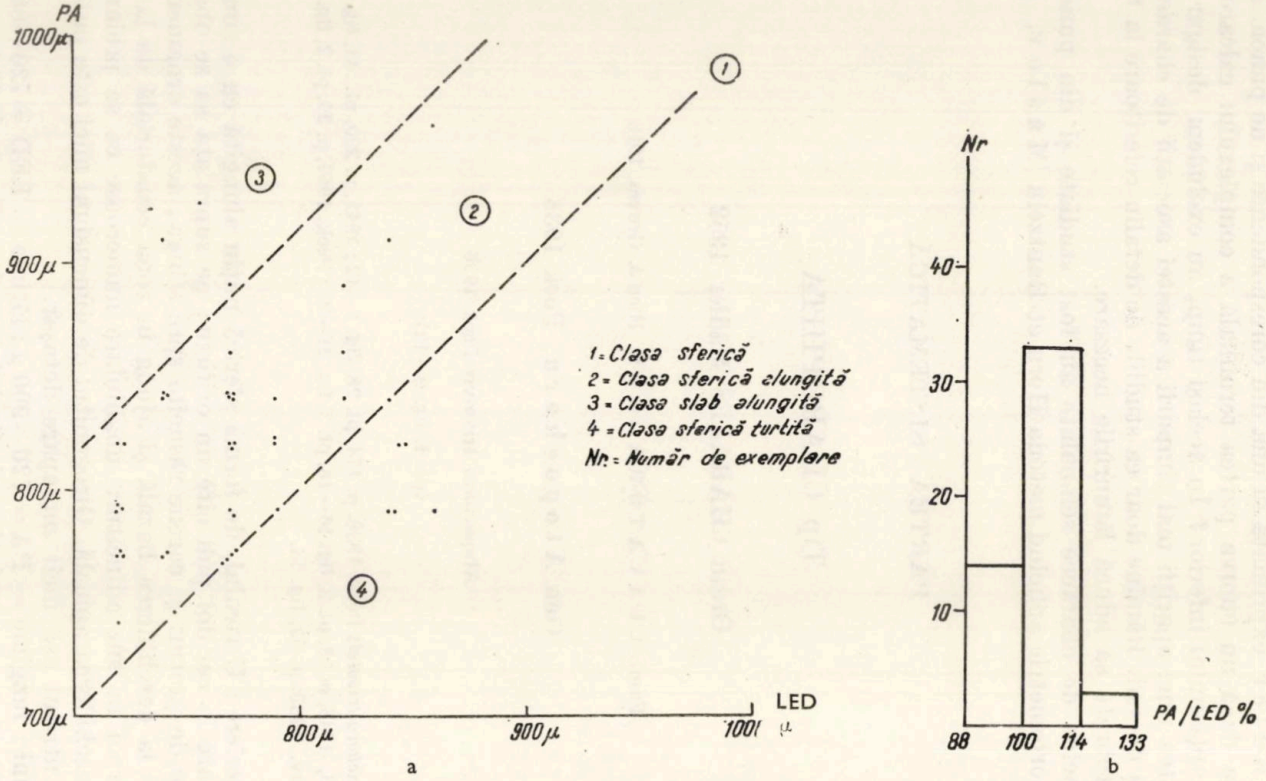


Fig. 2. — Indicele izopolar al utriculului de *Atopochara trivolvis* Peck. (a). Histograma indicelui izopolar al utriculului de *Atopochara trivolvis* (b).

Se observă că circa 25% din exemplarele studiate au valoarea raportului PA/LED = 100%, ceea ce înseamnă că utriculele sînt perfect sferice, iar pe histograma au fost incluse în clasa 80—100.

Localizare: valea Akargea — Peştera, barremian, Dobrogea de sud. L.P.B. (Laboratorul de paleontologie Bucureşti): V.001

Gen **Clavator** Reid & Groves 1916

Clavator thorali Donzé

(pl. I, fig. 4—6; pl. II, fig. 10—16)

Clavator thorali Donzé, 1955, p. 287, pl. 13, fig. 1—3.

Descriere: Utriculul la această specie este destul de voluminos şi prezintă în partea sa bazală celule răsucite senestru; girogonitul prezintă celulele spirale în general slab convexe şi care către partea superioară (apicală) se redresează brusc, formînd un fel de cioc, iar suprafaţa lor apare uneori slab noduloasă ca aspect. Utriculul prezintă o largă variabilitate morfologică în ceea ce privesc dimensiunile şi conturul; celulele sînt puternic concave şi separate de creste ascuţite. Oogonul are o poziţie oblică faţă de tulpiniţă.

Dimensiuni: lungime girogonit 700—800 μ; utricul 1000—1200 μ.

Histograma de variaţie a indicelui izopolar al utriculului (fig. 3) indică o oarecare omogenitate a lungimii, majoritatea exemplarelor studiate plasîndu-se într-un anume domeniu al histogramei, avînd valori morfometrice mai constante.

Localizare: valea Akargea — Peştera, barremian, Dobrogea de sud. L.P.B.V.002.

Clavator sp.

(pl. I, fig. 1—3)

Descriere: Girogonit de formă ovală pînă la oval-alungită, cu celulele spirale slab reliefate şi răsucite de la stînga la dreapta, în număr de cinci. Polul apical este ceva mai alungit decît cel bazal.

Dimensiuni: lungime 400—600 μ; lăţime 300—500 μ.

Histograma indicelui izopolar indică două categorii de mărimi, una fiind totuşi predominantă (fig. 4). Lipsa utriculului nu a permis o determinare specifică a materialului.

Localizare: valea Akargea — Peştera, barremian, Dobrogea de sud. L.P.B. V.003

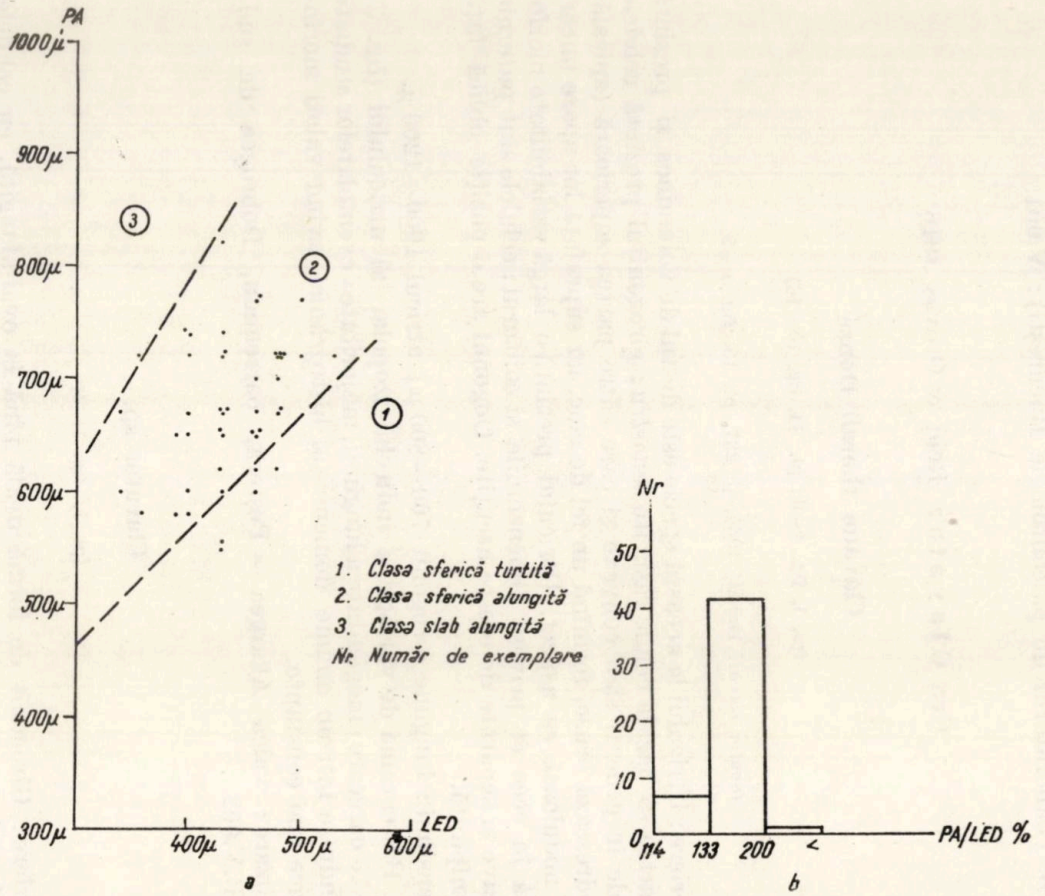


Fig. 3. — Indicele izopolar al girogonitului de *Clavator thorali* Donzé (a). Histograma indicelui izopolar al girogonitului de *C. thorali* Donzé (b).

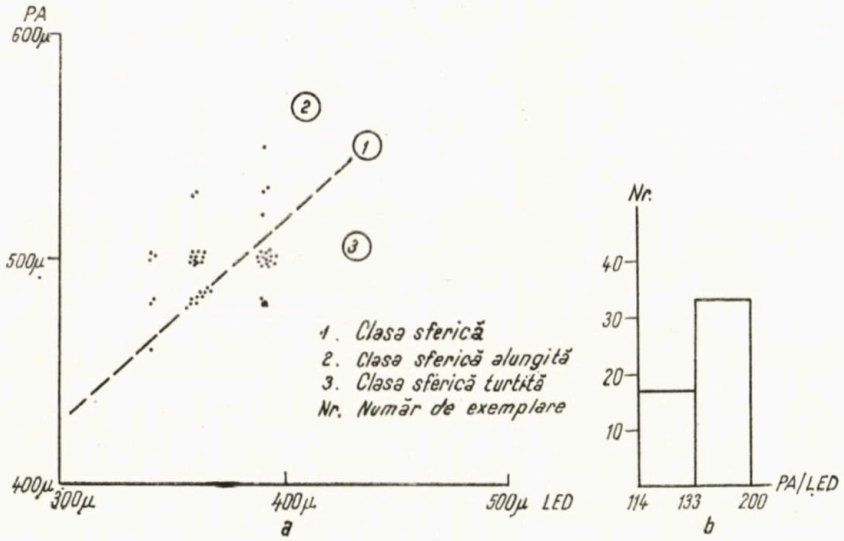


Fig. 4. — Indicele izopolar al girogonitului de *Clavator* sp. (a). Histograma indicelui izopolar al girogonitului de *Clavator* sp. (b).

Gen **Clypeator** Grambast 1962

Clypeator europaeus Mădler n. sp.

(pl. I, fig. 7—8; pl. II, fig. 1—9)

Diagnoză: Specie de *Clypeator* la care celulele utriculului au forma de stea şi sînt aranjate în jurul a cîte unui por apical şi bazal, precum şi în jurul a patru pori în planul ecuatorial.

Descriere: Oogoane ce ajung la 350—700 μ cu un utricul complet ce posedă cîte un por apical şi unul bazal, precum şi patru pori în planul ecuatorial, obţinînd în felul acesta forma de octaedru. Celulele utriculului sînt aranjate cîte 4 × 3 în jurul fiecărui por. putînd însă să apară şi nereguli de la această observaţie, prin intercalarea unor celule scurte sub forma unor pene.

Dimensiuni: lungimea utriculului 300—700 μ; lăţimea utriculului 300—600 μ.

Dacă se ia în consideraţie indicele izopolar, utriculele studiate se încadrează la 4 clase, dar se observă totuşi predominanţa acelor slab alungite. Histograma indicelui izopolar arată o distribuţie lognormală a valorii raportului PA/LED (fig. 5).

Indicele anizopolar (fig. 6) indică predominanţa utriculelor de formă elipsoidală.

Observaţii: Această specie nouă a genului *Clypeator* pe care dr. K. Mădler a semnalat-o mai de mult în eocretacicul din Spania, dar pe care încă nu a descris-o pînă în prezent, diferă de *C. corrugatus* (Peck) Grambast prin aceea că prezintă 4 pori ecuatoriali în loc de 1—2. Este problematic dacă din punct de vedere funcţional aceşti pori au avut vreun rol; este posibil, aşa după cum afirmă dr. K. Mădler, de celule scurte pe care, la origine, probabil că era situată încă o celulă sub formă de spine. Luînd în consideraţie principiul priorităţii, am propus dr. K. Mădler dacă doreşte să descrie această specie în lucrarea prezentă şi cu avizul său am făcut prezenta încadrare sistematică a speciei amintite. Pentru conformitate vom reda diagnoza, descrierea şi comentariile originale oferite cu multă amabilitate de autor.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Clypeator*, bei der die Zellen des Utriculums sternoförmig um je eine apikale und basale Pore sowie um vier „Poren" in der Äquatorebene angeordnet sind.

Beschreibung. Die 350-bis 700 μ grossen Fossilien besitzen ein vollständiges Utriculum, das je eine apikale und basale Pore sowie vier„ Poren" in der Äquatorebene besitzt. Dadurch haben sie die Form eines Oktaeders. Die Zellen des Utriculums sind um jede Pore zu 4 × 3 angeordnet, wobei Unregelmässigkeiten vorkommen und Kurzzellen als Zwickel eingeschaltet sind.

Bemerkungen. Von *Clypeator corrugatus* (Peck) Grambast mit 1—2 äquatorialen Poren unterscheidet sich die neue Art durch vier. Allerdings ist es fraglich, ob diese Poren eine biologische Funktion hatten

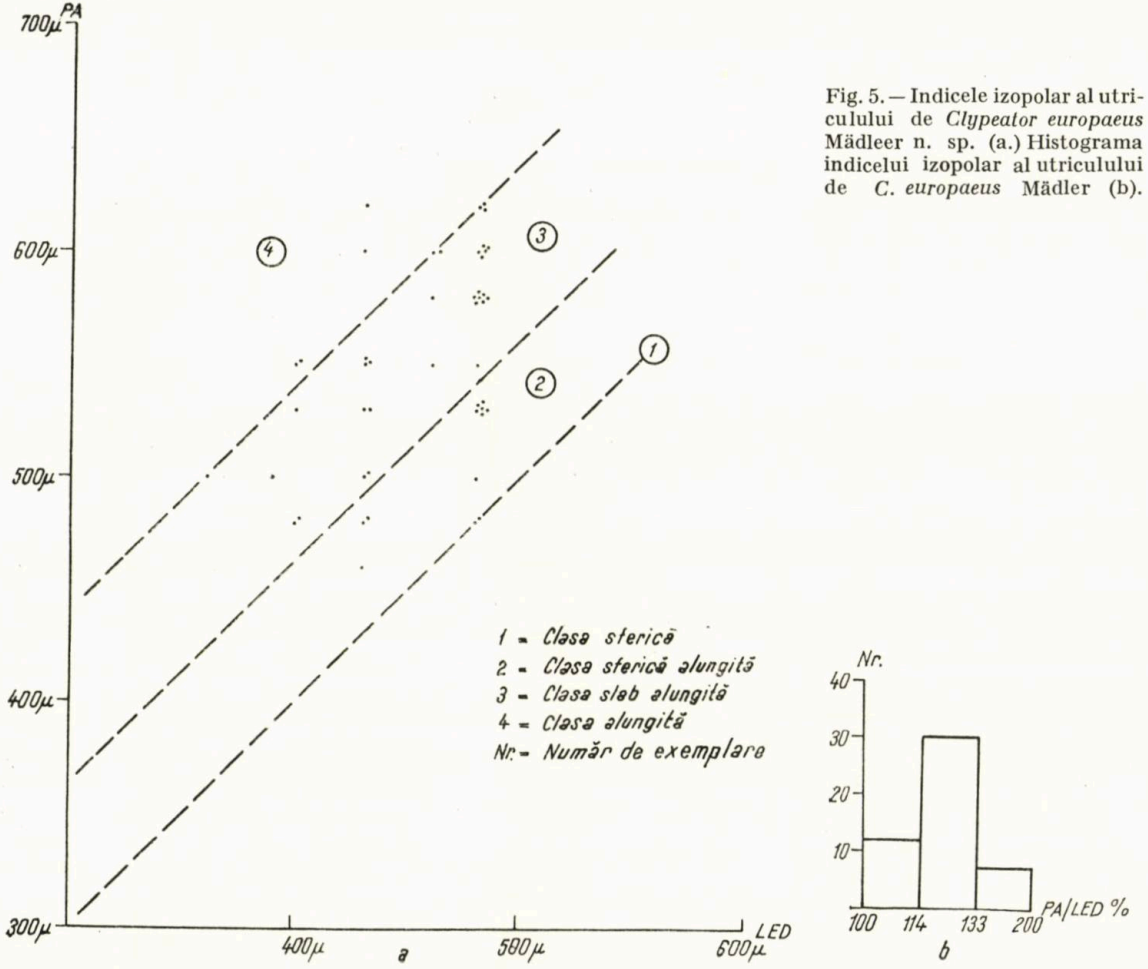


Fig. 5. — Indicele izopolar al utriculului de *Clypeator europaeus* Mädleer n. sp. (a.) Histograma indicelui izopolar al utriculului de *C. europaeus* Mädler (b).

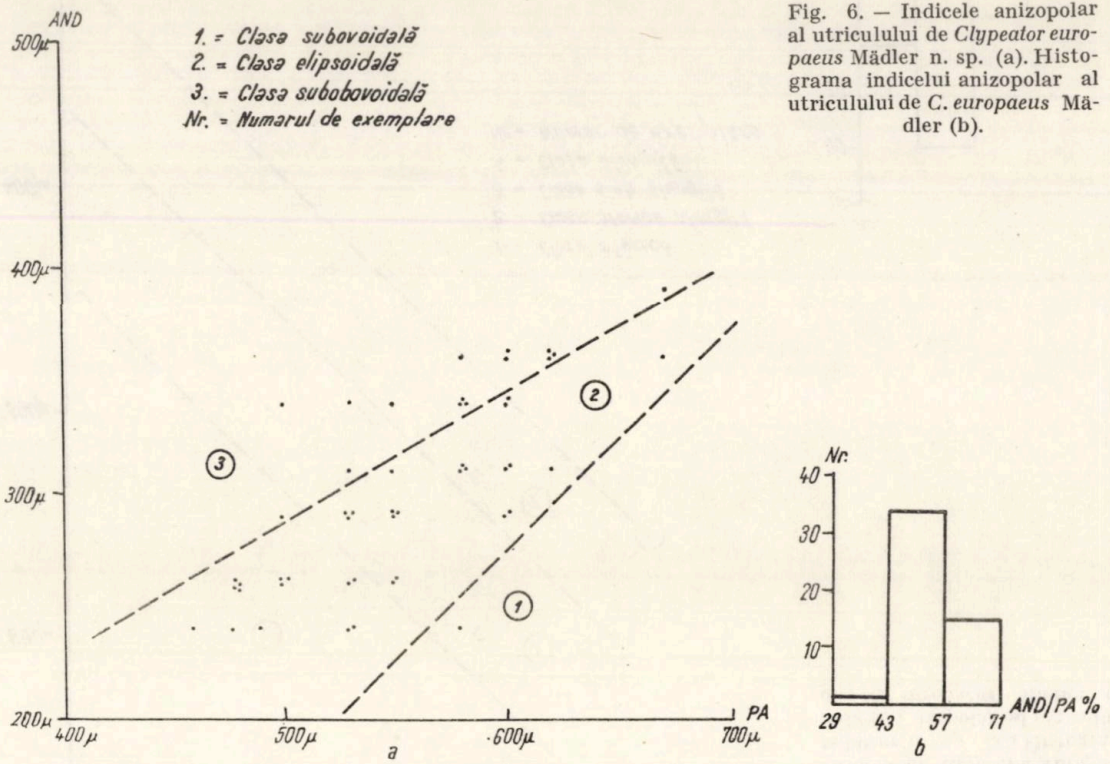


Fig. 6. — Indicele anizopolar al utriculului de *Clypeator europaeus* Mädler n. sp. (a). Histograma indicelui anizopolar al utriculului de *C. europaeus* Mädler (b).

Wahrscheinlicher ist, dass es sich um Kurzzellen handelt, auf denen ursprünglich vielleicht noch eine Stachelzelle sass, die nicht fossil geworden ist.

Localizare : valea Akargea-Peştera, barremian, Dobrogea de sud.
Holotip : L.P.B. V.004.
Paratipi : L.P.B. V.005

THE EO-CRETACEOUS CHAROPHYTA FROM THE SOUTHERN DOBROGEA

SUMMARY

The paper presents for the first time for the Southern Dobrogea, a very rich and interesting association of Charophyta made up of : *Atopochara trivolvis* Peck, *Clavator thorali* Donze, *Clavator* sp., *Clypeator europaeus* Madler n.sp. This association is coming from an outcrop with barremian marls and reefal limestones from Akargea Valley-Peştera (Medgidia).

The presence in this association of the species : *Atopochara trivolvis* Peck and *Clypeator europaeus* Madler n.sp. is a good indication, after Dr. Madler and Grambast's opinion (by correspondence) and the bibliography concerning the Eo-Cretaceous age (Uppermost Barremian or much more sure Lower Aptian), of these strata.

Because Dr. Madler did not publish until now the description as a new species of *Clypeator europaeus*, respecting the principle of priority we present in the Romanian text its original description in German language.

BIBLIOGRAFIE

ANASTASIU V. (1898), *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea. Roumanie*, Terrains secondaires, Thèse, Paris.

ANASTASIU I. (1938), *Privire generală asupra Dobrogei*, Luc. Soc. geogr. „D. Cantemir", **3**, Iaşi.

BIGNOT G. (1966), *L'association charophytes-foraminifères dans les calcaires liburniens d'Istria (limite Crétacé-Tertiaire)*, Soc. Géol. France, C. R. fasc. 2, Paris.

CHIRIAC M. (1961), *Ghidul excursiilor, D. Dobrogea*, Congr. V. Asoc. carp.-balc., sept. 1961, Bucureşti.

— (1968), *Harta geologică sc 1 : 200 000*, foaia 46, Constanţa, *Notă explicativă*, Inst. geol., Bucureşti.

DOLLFUS D. F., FRITEL P. H. (1919), *Catalogue raisonné des Characées fossiles du Bassin de Paris*, Soc. Géol. France, Bull. sér. 4, **19**, 7—8 , Paris.

DONZE P. (1955), *Nouvelles espèces de Charophytes dans les niveaux de la limite Jurassico-Crétacé du Jura, des Alpes Maritimes et de la Provence*, Soc. Géol. France, Bull. sér. 6, **5**, Paris.

DRAGASTAN O., ISTOCESCU D., DIACONU M. (1966), *Étude du niveau à Charophytes d'âge crétacé inférieur des monts Pădurea Craiului (Roumanie)*, Rev. Micropaléontologie, **9**, *1*, Paris.

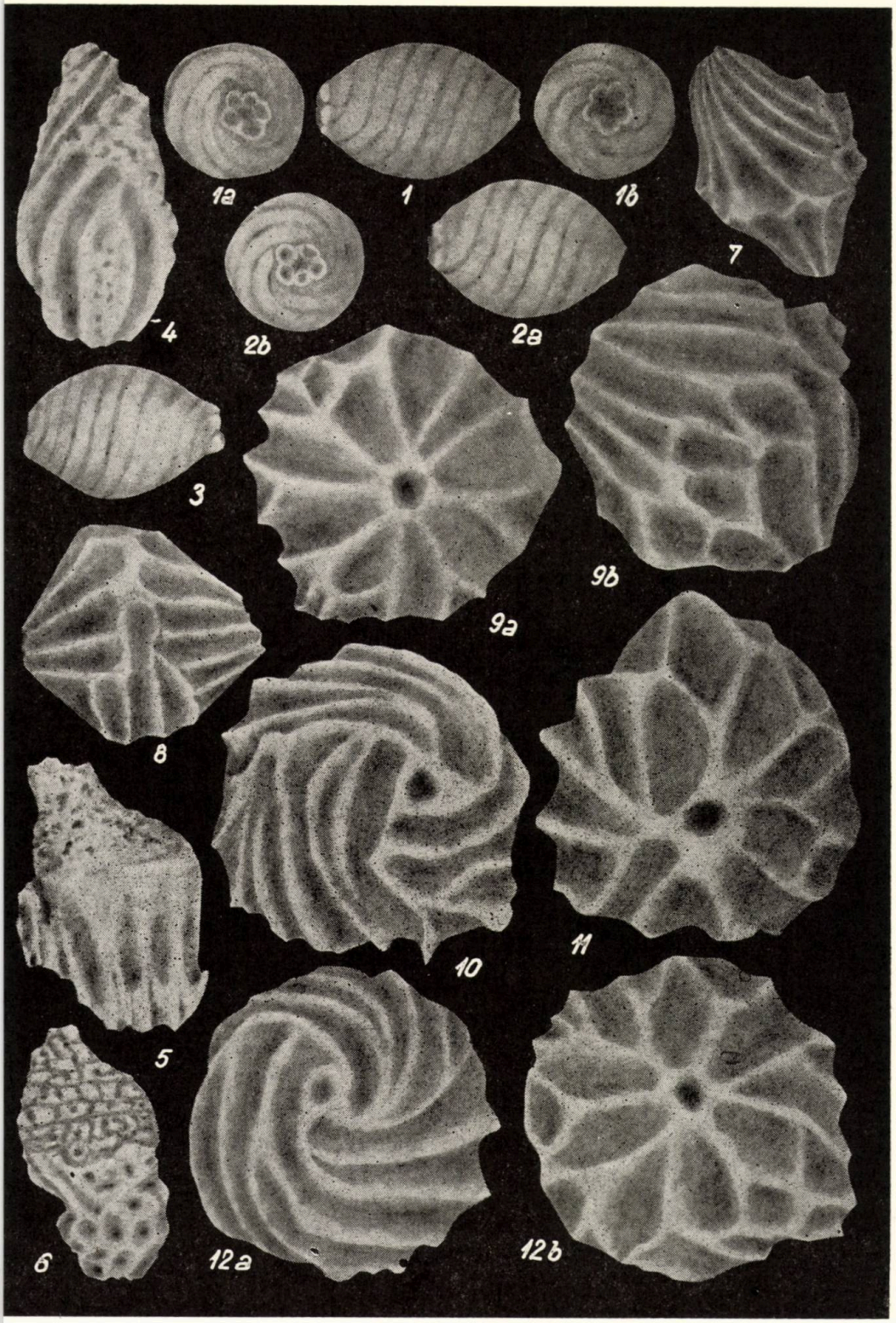
GRAMBAST L. (1957), *Ornementation de la gyrogonite et systématique chez les Charophytes fossiles*, Rev. gen. Botan., **64**, *761*, Paris.
— (1966), *Remarques sur le genre Nodosoclavator Maslov emend.* (*Charophytes*), Soc. Géol. France, C.R. fasc. 7, Paris.
HARRIS T. H. (1939), *British Purbeck Charophyta*, British Museum (Nat. Hist), *18*, Londra.
EMBERGER J., MAGNE J. (1956), *Observations sur les niveaux à Charophytes de l'Aptien des monts de Oueab-Noel* (*Atlas Saharien, Algérie*), Soc. Géol. France, Bull. **6**, fasc. 7—9, Paris.
KOLESNOKOW N. (1960), *O stratigraficeskom znacenii iskopaemih harofitov* (*Charophyta*), Botan. Jurn., **45**. *1*, Moscova.
MACOVEI G. (1911), *Asupra vîrstei şi variaţiei faciesurilor sedimentare din Dobrogea meridională*, D. S. Inst. geol. Rom., **2**, Bucureşti.
MACOVEI G., ATANASIU I. (1934), *L'évolution géologique de la Roumanie — Crétacé*, Ann. Inst. Géol. Roum., **16**.
MÄDLER K. (1952), *Charophyten aus dem nordwest-Deutschland Kimmeridge*, Geol. Jb., **67**, Hannover.
— (1953), *Fossile Charophyten als Zeitmarken*, Odöl u. Kohle, **6**, *2*, Hannover.
MASLOV V. P. (1957), *S voprosu o klassifikaţii i filoghenii harofitov*, Dokl. Akad. Nauk. SSSR, **113**, *3*, Moscova.
— (1961), *Ile isvianiteli Sitidium i Kovaneli utrikuliami harofitov?*, Dokl. Akad. Nauk. SSSR, **138**, *3*, Moscova.
— (1963*a*), *Vedenie v izucenii iskopaemih hanovih vodoroslei*, Trud. Gheol. Inst. An. SSSR, **82**, Moscova.
— (1963 *b*), *Osnovi Paleontologhii*, **1**, Vodorosle, Moscova.
PECK R. E. (1957), *North American Mesozoic Charophyta*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 294—A, Washington.
RASKY K. (1945), *Fossile Charophyten-Fruchte aus Ungarn*, Naturwiss. Monograph, **II**, Budapesta

Primit în redacţie la 5 iunie 1972

Universitatea Bucureşti
Facultatea de geologie-geografie,
Întreprinderea de prospecţiuni geologice şi geofizice pentru hidrocarburi, Bucureşti

PLANŞA I

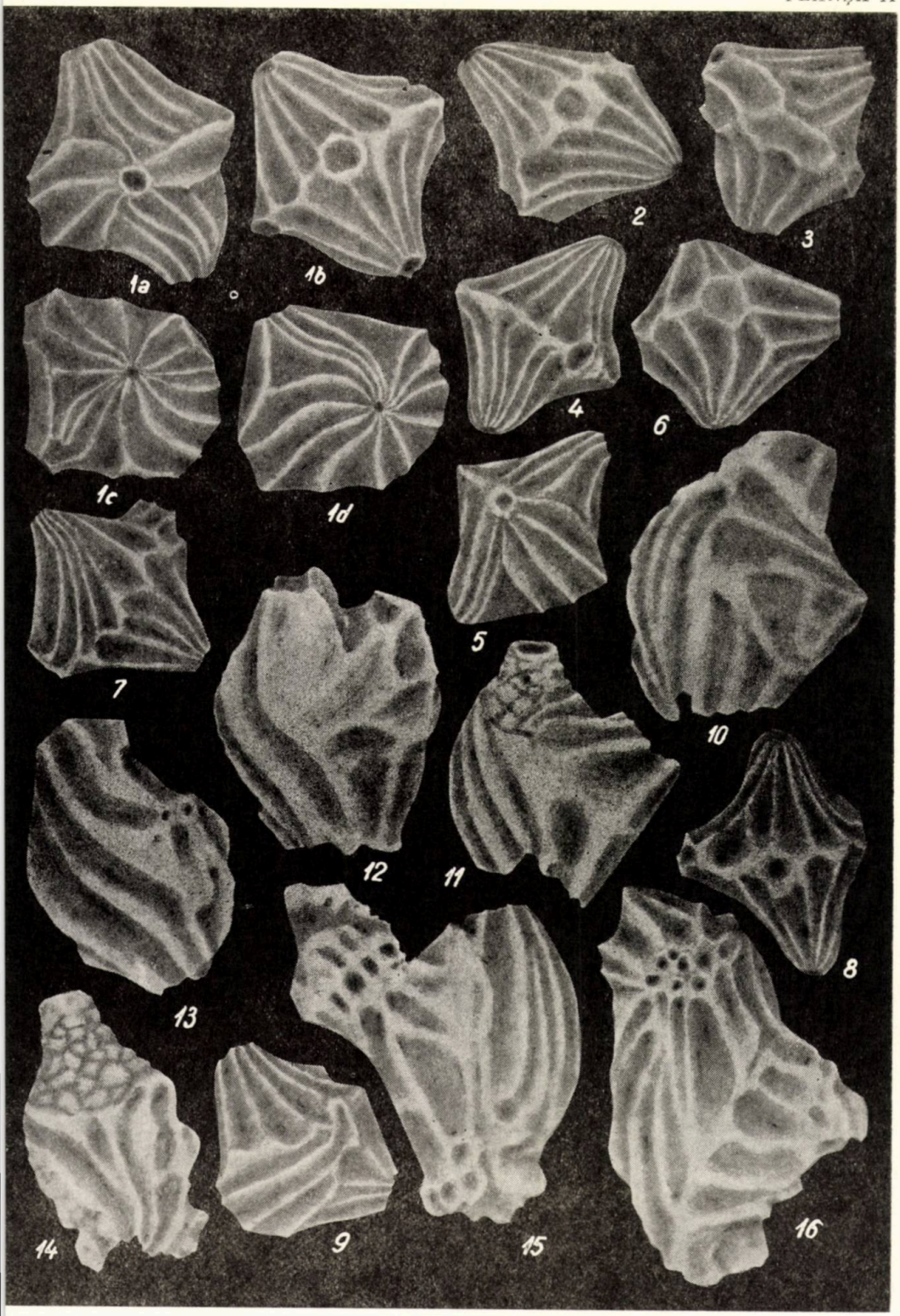
Fig. 1—3. — *Clavator* sp., barremian, valea Akargea, L.P.B.V.003.
Fig. 4—6. — *Clavator thorali* Donzé, barremian, valea Akargea, L.P.B.V.002.
Fig. 7—8. — *Clypeator europaeus* Mädler n. sp., barremian, valea Akargea, paratipi, L.P.B.V. 005.
Fig. 9—12. — *Atopochara trivolvis* Peck, barremian. valea Akargea, L.P.B.V.001


12a
1
1b
7
4
2b
2a
3
9b
9a
8
10
11
5
6
12a
12b

PLANȘA II

Fig. 1 — 9. — *Clypeator europaeus* Mädler n. sp., barremian, valea Akargea, fig. 1 a—d holotip, L.P.B.V.004; fig. 2—9 paratipi, L.P.B.V.005.
Fig.10—16. — *Clavator thorali* Donzé, barremian, valea Akargea, L.P.B.V.002.

* Toate figurile au fost executate cu ajutorul camerei clare de dr. Th. N e a g u.


1a
1b
2
3
1c
1d
4
6
7
5
10
12
11
8
13
14
9
15
16

CONTRIBUȚII LA MICROBIOSTRATIGRAFIA MIOCENULUI MEDIU DIN NORDUL TRANSILVANIEI

DE

GH. POPESCU, GIANNINA CIOFLICA

55(05)

Observațiile micropaleontologice asupra depozitelor miocenului mediu din regiunea Dej — Năsăud, de-a lungul Someșului Mare, au condus la rezultate interesante din punct de vedere biostratigrafic și cronostratigrafic. Studiile noastre au fost concentrate în special asupra părții superioare a complexului stratelor de Hida și asupra complexului stratelor de Cîmpie.

Datele de literatură geologică privitoare la regiunea care face obiectul acestui studiu sînt sporadice ; ele se datoresc lui K o c h (1900), M a j z o n (1950), P ă t r u ț (1952), A g h e o r g h i e s e i și C o s t e a (1963) și alții care au contribuit la cunoașterea geologică a ariei investigate.

STRATIGRAFIA

1. COMPLEXUL STRATELOR DE HIDA (HOFMANN, 1879)

K a r l H o f m a n n a numit strate de Hida depozitele cuprinse între argila cu foraminifere de Chechiș (strate de Chechiș) și tuful de Dej. Ulterior, conceptul inițial al stratelor de Hida a fost schimbat ; astfel, K o c h (1900) includea în stratele de Hida și argila cu foraminifere din baza acestora (stratele de Chechiș). S-au purtat discuții și în ceea ce privește limita superioară a acestora ; majoritatea cercetătorilor au admis ca plan de delimitare a stratelor de Hida de stratele de Cîmpie baza primului nivel tufitic grosier cu care debutează tuful de Dej. În unele cazuri, partea terminală a stratelor de Hida a fost separată ca orizont independent (M a j z o n, 1950) ori atașată tufului de Dej (P ă t r u ț, 1952 ; M o i s e s c u și P o p e s c u, 1967).

Pentru a nu crea confuzii, noi am folosit termenul de strate de Hida în sensul primar al acestora.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 187—218 București, 1973

O imagine clară asupra constituției litologice a complexului stratelor de Hida o putem dobîndi urmărind cîteva profile complete care traversează întreaga formațiune, cum ar fi de exemplu profilul dintre Glod și Dej, de-a lungul Someșelor unite sau între Măgoaja și Dej, de-a lungul văii Sălătrucului.

Complexul stratelor de Hida însumează în profilele menționate peste 2 500 m grosime. Acesta este alcătuit dintr-o alternanță de pachete de depozite predominant pelitice și pachete predominant psamopsefitice care se succedă fără a putea fi riguros separate, ci numai intuite.

În cadrul complexului stratelor de Hida se individualizează două secvențe stratigrafice. Prima secvență corespunde părții inferioare și medii a complexului; ea are un pronunțat caracter regresiv și include resturi de microorganisme care indică o deteriorare treptată (începînd din bază) a condițiilor marine și instalarea în final a unui mediu salmastru sau dulcicol. Cea de a doua secvență corespunde părții superioare a complexului stratelor de Hida; are un caracter net transgresiv, reprezentînd de fapt începutul celui de al doilea ciclu miocen de sedimentare. În această secvență se înregistrează o reinstalare a faciesului marin și totodată primele invazii de faune de tip mediteranean.

Cele două secvențe stratigrafice din cadrul complexului stratelor de Hida au fost separate anterior sub denumirile de strate de Someș (P o p e s c u, în C i o f l i c a și P o p e s c u, 1971) și, respectiv, strate de Ciceu—Giurgești (P o p e s c u, 1970).

Prin termenul „complex" adăugat stratelor de Hida și la fel, după cum vom vedea mai jos, stratelor de Cîmpie am vrut să subliniem caracterul de superformațiune a acestora.

2. COMPLEXUL STRATELOR DE CÎMPIE (KOCH, 1884)

Depozitele încadrate între tufui de Dej (inclusiv) și tufui de Ghiriș au fost separate de K o c h sub numele de strate de Cîmpie. K o c h voia să definească sub acest nume depozitele dintre stratele de Hida și „stratele sarmațiene" sau „stratele cu ceriți" ori „stratele de Feleac". Deoarece tufui de Ghiriș nu poate fi recunoscut pretutindeni în nordul Transilvaniei, precum și datorită faptului că uneori însuși K o c h descrie depozite aparținînd sarmațianului (de exemplu nisipurile de Beclean care aflorează de-a lungul șoselei Beclean—Beclenuț, pe malul drept al Someșului) ca făcînd parte din stratele de Cîmpie, unii autori au renunțat la utilizarea acestei denumiri (vezi P ă t r u ț, 1952).

În aria dintre Dej și Năsăud, de-a lungul văii Someșului Mare, depozitele cuprinse între stratele de Hida și nisipurile de Beclean (cu care debutează sarmațianul) au fost divizate în două pachete cartabile. Primul pachet, delimitat de nivelul tufitic bazal al tufului de Dej și orizontul cu evaporite, a fost denumit strate de Dej (P o p e s c u, 1970), iar cel de al doilea pachet de depozite, încadrat între orizontul cu evaporite și nisipurile sarmațiene, a fost numit strate de Mireș (P o p e s c u, în M a r i n e s c u și colab., 1972).

În cadrul complexului stratelor de Cîmpie au fost recunoscute toate cele patru orizonturi ale așa-zisului „tortonian" (conform legen-

delor hărţilor geologice ale Institutului geologic, scara 1 : 200 000) separate pentru prima oară în Subcarpaţi de F. Olteanu (1951) şi Gr. Popescu (1951).

Dacă partea inferioară a complexului stratelor de Cîmpie (respectiv stratele de Dej) are un pregnant caracter transgresiv, moştenind deci formaţiunea subjacentă, partea superioară a acestuia (stratele de Mireş) este regresivă, ea fiind de cele mai multe ori depăşită de depozitele sarmaţiene. Stratele de Dej au o largă suprafaţă de aflorare în nordul Transilvaniei, în timp ce stratele de Mireş pot fi separate numai în perimetrul Beclean — Piatra—Căian.

Stratele de Dej sînt alcătuite, în aria la care ne referim, din tufuri sau tufite cu intercalaţii marnoase în partea inferioară şi marne compacte cu concreţiuni de alge roşii (*Lithophillum*) la partea superioară. De obicei, în partea terminală a stratelor de Dej, sub orizontul cu evaporite, se află un nivel de tufuri care are cea mai mare dezvoltare în Bazinul Transilvaniei, constituind elementul cel mai transgresiv al formaţiunii.

Stratele de Mireş, care înglobează ceea ce Pătruţ (1952) numea orizontul breciei sedimentare cu masive de sare, orizontul şisturilor cu radiolari şi orizontul superior marnos cu *Spirialis*, sînt foarte bine deschise pe valea Gardului, afluent de dreapta al văii Pietrei între Piatra şi Mireş (jud. Bistriţa-Năsăud), profil care constituie de fapt stratotipul formaţiunii. Pe acest profil, în care stratele de Mireş însumează mai puţin de 30 m grosime, în acoperişul formaţiunii se află nisipuri cu trovanţi (nisipurile de Beclean), considerate de Koch ca aparţinînd încă stratelor de Cîmpie, iar de Pătruţ ca reprezentînd baza sarmaţianului. În intercalaţiile marnoase din aceste nisipuri am întîlnit o microfaună caracteristică sarmaţianului inferior cunoscută în literatura de specialitate sub numele de zona cu *Cibicides* (= zona cu *Anomalinoides badenensis*)

BIOSTRATIGRAFIA

Distribuţia stratigrafică a foraminiferelor planctonice în depozitele miocenului mediu din nordul Transilvaniei a permis separarea a cinci unităţi microbiostratigrafice.

1 Zona cu **Globoquadrina dehiscens**

Autor : Cati et al., 1968.

Definiţie. Intervalul stratigrafic care conţine indicatorul zonal şi cuprins între dispariţia speciei *Globigerinita dissimilis* şi apariţia speciei *Globigerinoides bisphericus* (= *G. sicanus sicanus*) a fost numit zona cu *Globoquadrina dehiscens*.

În nordul Transilvaniei nu a putut fi detectată limita inferioară a zonei datorită existenţei unei secvenţe stratigrafice lipsită de foraminifere planctonice, secvenţă ce corespunde părţii superioare a stratelor de Someş. Limita superioară a unităţii biostratigrafice este marcată de apariţia speciei *Globigerinoides sicanus sicanus* şi a fost întîlnită în profilele de la est de oraşul Dej în partea superioară a stratelor de Ciceu—Giurgeşti.

Zona cu *Globoquadrina dehiscens* a fost recunoscută în partea superioară a stratotipului burdigalianului ; este deci posibil ca, în conformitate cu definiţia carpatianului după care baza etajului ar corespunde momentului de debut al invaziei faunelor mediteraneene, partea inferioară a carpatianului să se suprapună cu burdigalianul terminal. Am considerat ca fiind mai practic a trasa limita dintre burdigalian şi carpatian în baza celui de al doilea ciclu neogen de sedimentare, deci în baza stratelor de Ciceu—Giurgeşti.

2. Zona cu **Globigerinoides sicanus**

Autor : Cati et al., 1968.

Definiţie. Intervalul stratigrafic cuprins între prima apariţie a speciei *Globigerinoides bisphericus* (= *sicanus*) şi apariţia genului *Praeorbulina* a fost separat în aria mediteraneană ca zona cu *Globigerinoides bisphericus.*

În Transilvania, zona a fost recunoscută în partea superioară a stratelor de Ciceu—Giurgeşti în perimetrul de la est de Dej. Această unitate biostratigrafică este caracteristică carpatianului superior. Ea a fost de asemenea recunoscută în partea superioară a stratotipului girondianului (V i g n e a u x şi colab., 1966), superetaj care constituie un echivalent al aquitanianului, burdigalianului şi carpatianului.

După datele mai vechi de literatură (C i t a şi S i l v a, 1960) reieşea că zona cu *Globigerinoides sicanus* ar fi caracteristică pentru langhianul bazal, însă mai recent (C i t a şi S i l v a, 1968 ; C i t a şi B l o w, 1969) s-a dovedit că stratotipul langhianului (formaţiunea de Cessole) debutează cu zona cu *Praeorbulina glomerosa* (la fel cu badenianul).

În cuprinsul celor două zone mai sus descrise (cu *dehiscens* şi cu *sicanus*), zone care corespund carpatianului, din punct de vedere al spectrelor polinice constatăm o dominanţă a elementului arboricol. Dintre conifere predomină genul *Pityosporites* (40%), în timp ce taxodiaceele se întîlnesc în proporţie de 10%. Tot în acest interval grupul termofilelor cunoaşte o participare largă, atingînd valori ce ajung uneori pînă la 60%. Ierburile sînt prezente prin genurile *Chenopodipollenites*, *Artemisiaepollenites*, *Ephedripites* etc.

Dintre *Pteridophytae*, genurile *Polypodiaceoisporites*, *Osmundacidites* etc. vin să completeze tabloul vegetaţiei. Pentru a ilustra mai bine asociaţia existentă în carpatian dăm lista conţinutului sporo-polinic din proba 315 (fig. 2) :

Arbori 94%
Spori 6%
Termofile 48%
Pityosporites 19%
Keteleeriaepollenites 1%
Piceapollenites 2%
Abiespollenites 1%
Podocarpidites 1%

Taxodiaceaepollenites 10%
Ginkgoretectina 3%
Betulaepollenites 1%
Alnipollenites 12%
Quercopollenites 5%
Tricolpopollenites 7%
Tricolporopollenites cingulum 16%
Ulmipolenites 7%
Intratitriporopollenites 1%
Engelhardtioidites 11%
Salixipollenites 3%
Polypodiaceoisporites 25%
Leiotriletes 42%
Verrucatosporites 8%
Stereisporites 25%

3. Zona cu **Praeorbulina glomerosa**

Autor : Cati et al., 1968.

Definiţie. Intervalul stratigrafic cuprins între prima apariţie a genului *Praeorbulina* şi apariţia genului *Orbulina* (în particular a speciei *Orbulina suturalis* Brön.) a fost separat sub numele de zona cu *Praeorbulina glomerosa.*

În Transilvania de nord, biozona mai sus menţionată a fost recunoscută în partea terminală a stratelor de Ciceu—Giurgeşti şi în partea inferioară a stratelor de Dej.

În Subcarpaţii Munteniei (între Teleajen şi Prahova), această biozonă a fost identificată în partea inferioară a orizontului marnelor cu globigerine. În regiunea amintită, între orizontul cenuşiu (aproape steril din punct de vedere al conţinutului în foraminifere) şi orizontul marnelor cu globigerine zonele cu *Globoquadrina dehiscens* şi cu *Globigerinoides sicanus* lipsesc, fapt ce ne-a făcut să bănuim că între cele două orizonturi s-ar afla o lacună de sedimentare.

4. Zona cu **Globorotalia (Turborotalia) bykovae**

Autor : Popescu (aici propusă).

Definiţie. Intervalul stratigrafic cuprins între prima apariţie a speciei *Orbulina suturalis* şi prima apariţie a genului *Velapertina* a fost separat aici ca nouă zonă sub numele de zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae.* Proba tip pentru biozona nou propusă (pr. nr. 383, vezi fig. 2) provine de pe valea Noteleculuí, Suceag, jud. Cluj ; ea a fost depozitată în colecţia Institutului geologic (P. 101 201).

În nordul Transilvaniei, zona a fost separată în partea superioară a stratelor de Dej.

Ca elemente de corelare cu unităţile biostratigrafice stabilite în alte bioprovincii menţionăm apariţia primilor indivizi aparţinînd speciilor

Globorotalia (*Turborotalia*) *peripheroacuta* şi *Globorotalia* ex gr. *fohsi* care au fost întîlnite în partea terminală a zonei cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae*. Noi considerăm această zonă ca un echivalent al zonelor N 9 şi N 10 (B l o w, 1969).

În cadrul depozitelor corespunzătoare zonelor cu *Praeorbulina glomerosa* şi cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae* a fost întîlnită o asociaţie sporo-polinică caracterizată prin superioritatea numerică a arborilor, între care coniferele continuă să predomine prin genul *Pityosporites* (care are o frecvenţă de 60 %). Taxodiaceele cunosc o scădere procentuală considerabilă, nedepăşind totuşi 3 %, fapt ce indică creşterea gradului de uscăciune.

Termofitele înregistrează valori mult mai scăzute, nedepăşind 30 %. Ierburile, reprezentate prin aceleaşi genuri ca şi în cuprinsul carpatianului, cunosc de asemenea o slabă participare, iar *Pteridophytele* sînt prezente aproximativ prin aceleaşi genuri (*Polypodiaceoisporites*, *Osmundacidites* etc). Asociaţia sporo-polinică este următoarea (pentru proba nr. 246, vezi fig. 2) :

Arbori 99 %
Spori 1 %
Termofile 11 %
Pityosporites 66 %
Keteleeriaepollenites 5 %
Piceapollenites 5 %
Abiespollenites 2 %
Podocarpidites 3 %
Tsugaepollenites 1 %
Taxodiaceaepolleintes 2 %
Betulaepollenites <1 %
Alnipollenites 3 %
Tricolpopollenites 5 %
Tricolporopollenites cingulum 1 %
Ulmipollenites 1 %
Caryapollenites 4 %
Pterocaryapollenites <1 %
Salixipollenites 1 %
Leiotriletes 50 %
Rugulatisporites 50 %

5. Zona cu **Velapertina iorgulescui**

Autor : Popescu, 1970.
Sinonimie : Zona cu *Praeorbulina indigena* (Ł u c z k o w s k a, 1971).

Definiţie. Intervalul stratigrafic corespunzător dezvoltării totale orizontale şi verticale a genului *Velapertina* a fost separat ca unitate biostratigrafică şi numit zona cu *Velapertina iorgulescui*. Limita inferioară este marcată de apariţia genului *Velapertina*, iar limita superioară prin dispariţia acestuia şi în general a tuturor foraminiferelor planctonice şi apariţia în explozie a speciei *Anomalinoides badenensis*. Din datele de literatură

reiese că această zonă ar putea fi separată în Polonia, Austria, Cehoslovacia, Bulgaria (vezi Tzankov, 1965, p. 71, pl. CLII, unde genul *Velapertina* şi speciile sale sînt menţionate sub numele de *Candorbulina* n.sp.) şi în Subcarpaţii Ucrainei. Cu alte cuvinte, zona poate fi recunoscută în toată aria centrală a Paratetysului.

În Transilvania de nord, zona a fost separată în cuprinsul stratelor de Mireş. În ceea ce priveşte Subcarpaţii Munteniei, aceasta corespunde orizontului şisturilor cu radiolari şi orizontului marnelor cu *Spirialis*.

Proba tip pentru zona cu *Velapertina iorgulescui* a fost recoltată la Chiuza (jud. Bistriţa-Năsăud) pe valea Puţu Sec şi depozitată în colecţia Institutului geologic (P. 101 202).

Posibilităţile de corelare a zonei cu *Velapertina* cu unităţile biostratigrafice separate în aria mediteraneană (Cati şi colab., 1968) sau cu zonarea lui Blow (1969) sînt foarte reduse. Acest fapt se datorează evoluţiei particulare a faunelor din aria paratetydiană. Este admisă părerea conform căreia baza zonei cu *Anomalinoides badenensis* ar coincide cu baza zonei N 15 (din zonarea lui Blow) şi că sarmaţianul ar fi echivalentul tortonianului (Papp şi colab., 1968; Popescu, 1970).

Zona cu *Velapertina iorgulescui* este corelabilă, din punct de vedere cronostratigrafic, cu etajul grabovian propus de Krach (1956) pentru miocenul din Polonia [1], cu etajul kossovian (propus de Pishvanova, 1968, în Subcarpaţii Ucrainei) sau cu partea superioară a etajului badenian (sensu Papp şi Cicha, 1968).

Rezultatele obţinute din analizele sporo-polinice ale probelor colectate din depozitele corespunzătoare zonei cu *Velapertina iorgulescui* nu prezintă deosebiri pregnante faţă de restul depozitelor investigate. Aici a fost întîlnită o asociaţie în care predomină arborii, ierburile avînd un rol subordonat. Curba florei termofile marchează o creştere sensibilă faţă de partea terminală a langhianului însă fără a atinge valorile ridicate din cuprinsul carpatianului. Iată mai jos asociaţia sporo-polinică întîlnită în proba 263 (fig. 2):

Arbori 90%.
Ierburi 1%
Spori 9%
Termofile 28%
Pityosporites 50%
Keteleeriaepollenites 1%
Piceapollenites 2%
Abiespollenites 1%
Podocarpidites 5%
Tsugaepollenites 2%
Taxodiaceaepollenites 4%
Ginkgoretectina 4%
Betulaepollenites 1%
Alnipollenites 4%

[1] Krach W., (1956), *Uwagi w sprawie podzialu miocenu Polski*, Prz. geol., 5.

Tricolpopollenites 6%
Tricolporopollenites cingulum 8%
Ulmipollenites 2%
Engelhardtioidites 4%
Caryapollenites 7%
Pterocaryapollenites 1%
Ericipites 33%
Ephedrites 67%
Leiotriletes 26%
Gleicheniidites 59%
Lygodicisporites 5%
Verrucatosporites 5%
Concavisporites 5%

Din examinarea datelor obţinute privind asociaţiile microfloristice din intervalul cuprins între carpatian şi grabovian (ori kossovian), remarcăm prezenţa unor spectre de pădure în care dominau coniferele care ocupau zonele înalte, iar şesurile erau acoperite de păduri subtropicale cu frunze căzătoare. În cuprinsul intervalului stratigrafic cercetat au avut loc o serie de modificări termice, fapt ilustrat de curba de distribuţie a termofilelor. Valorile maxime ale acesteia sînt înregistrate în cuprinsul carpatianului şi în langhianul superior.

DESCRIERI PALEONTOLOGICE

În cele ce urmează vom face o scurtă prezentare a principalelor foraminifere planctonice din unităţile microbiostratigrafice descrise.

1. *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae* Aisenstadt (în Subbotina, Pishvanova & Ivanova, 1960, p. 69, pl. XIII, fig. 7) are o frecvenţă mică în partea inferioară a stratelor de Ciceu—Giurgeşti, însă foarte des întîlnită în partea superioară a stratelor de Dej. O specie foarte apropiată (considerată de noi ca sinonim junior) este *Globorotalia* (*Turborotalia*) *peripheroronda* Blow & Banner de care se deosebeşte prin apertura mai înaltă şi buza aperturală mai puţin dezvoltată.

2. *Globorotalia* (*Turborotalia*) *mayeri* Cushman & Ellisor (Cushman & Ellisor, 1939, p. 11, pl. II, fig. 4) constituie un taxon cu o frecvenţă scăzută în stratele de Ciceu—Giurgeşti (în cuprinsul zonelor cu *Globigerinoides sicanus* şi cu *Praeorbulina glomerosa*) şi foarte ridicată în stratele de Dej.

3. *Globorotalia* (*Turborotalia*) *obesa* Bolli (Bolli, 1957, p. 119, pl. XXIX, fig. 2—3) se caracterizează prin rata înaltă de creştere a camerelor şi prin apertura joasă în poziţie ombilical-extraombilicală. Specia este frecventă în cuprinsul zonei cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae*.

4. *Globigerina bulloides* d'Orbigny (d'Orbigny, 1839, Ann. Soc. Nat., vol. 7, p. 277, model 76) este o specie rară în miocenul mediu din nordul Transilvaniei; a fost întîlnită numai în partea superioară a stratelor de Dej.

5. *Globigerina butti* Popescu (Popescu, 1972, D. S. Inst.geol.,vol. LVIII/3, p. 115, pl. I, fig. 3) are ultimul tur de spiră alcătuit din trei camere, iar apertura ombilicală sub forma unui arc, mărginită de o buză distinctă. Are o largă distribuţie stratigrafică : a fost întîlnită în cuprinsul miocenului inferior şi mediu din Transilvania.

6. *Globigerina concinna* Reuss (Reuss, 1850, p. 373, pl. XLVII, fig. 8) este foarte apropiată de *Globigerina ciperoensis* Bolli de care se deosebeşte prin talia mai mare (0,45 mm faţă de 0,2—0,3 mm). Cele două specii au şi o distribuţie stratigrafică deosebită ; specia lui B o l l i a fost întîlnită în oligocenul superior şi miocenul inferior, în timp ce specia lui R e u s s apare în miocenul mediu cu maximum de dezvoltare în zona cu *Velapertina iorgulescui*.

7. *Globigerina praebulloides* Blow (Blow, 1959, p. 180, pl. VIII, fig. 47) este frecventă în depozitele miocenului mediu cu deosebire în partea inferioară.

8. *Globigerina quadrilobata* d'Orbigny (d'Orbigny, 1846, p. 164, pl. IX, fig. 7—10) constituie în ultimul timp obiect de discuţii între cercetători. Cu cîţiva ani în urmă, B a n n e r şi B l o w (1960) au redescris şi refigurat cîteva din speciile de globigerine instituite în secolul trecut, printre care specia *Globigerina quadrilobata*. Cum holotipul speciei s-a pierdut, B a n n e r şi B l o w au desemnat un lectotip pe care l-au ales dintr-un material rămas de la d' O r b i g n y. Lectotipul ales nu corespunde însă descrierii şi figurării lui d'O r b i g n y, fapt ce a atras obiecţiile mai multor cercetători (T o d d, 1961 ; B a d n y, 1964 ; J e n k i n s, 1966).

Studiind asociaţia de foraminifere din punctul fosilifer de la Popeşti (nord de Cluj) descris de noi anterior (vezi M a r i n e s c u şi colab., 1972), am avut şansa să întîlnim două exemplare care corespund întocmai descrierii şi figurării date de d'O r b i g n y. Raritatea speciei ar fi deci unul din motivele pentru care aceasta a fost atît de rar menţionată în literatura de specialitate.

Globigerina quadrilobata a fost întîlnită de noi în partea superioară a zonei cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae* şi în zona cu *Velapertina*.

9. *Globigerinoides bannerblowi* Popescu n. sp. este numele nou pe care îl propunem pentru lectotipul desemnat de B a n n e r şi B l o w (1960) pentru specia *Globigerina quadrilobata* şi a cărei figurare şi descriere completă a fost dată de B a n n e r şi B l o w (1960, p. 11). Holotipul este depozitat în Muzeul de istorie naturală din Paris.

10. *Globigerinoides sacculifer* (Brady) (Brady, 1884, p. 605, pl. LXXX, fig. 11—17) a fost întîlnit în tot cuprinsul miocenului mediu, dar cu o frecvenţă mai ridicată în zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae*.

11. *Globigerinoides sicanus* de Stefani (de Stefani, 1952, *Su alcune manifestazioni di idrocarburi in provincia di Palermo e descrizione di foraminifera nuovi*, Plinia, Palermo, vol. 3, nr. 4, p. 9 nume nou pentru *Globigerinoides conglobatus* Cushman & Stainforth, non Brady, în Cush. Lab. Foram. Res., Sp. publ. 14, fig. 6, pl. XIII)) este una din speciile cu frecvenţă mare în miocenul mediu din Transilvania (în carpatian şi langhian). A mai fost menţionată în miocenul inferior în cadrul zonei cu *Globigerinoides triloba*/*Globigerinoides altiapertura* (P o p e s c u, 1972).

Recent, Brönnimann şi Resig (1971) citează din acelaşi interval (zona N 5 şi N6) un precursor al speciei *Globigerinoides sicanus* descris sub numele de *G, sicanus praesicanus*, deosebirile între cele două subspecii constînd în faptul că *G. sicanus praesicanus* are aria ombilicală mai adîncă şi apertura primară mai elevată.

12. *Globigerinoides triloba* (Reuss) (*Globigerina triloba*, Reuss, 1850, p. 374, pl. XLVII, fig. 11) a fost întîlnită în cuprinsul întregului miocen marin din Transilvania, exceptînd zona cu *Globigerinoides primordius*.

13. *Globoquadrina dehiscens* (Chapmann, Parr & Collins) (*Globorotalia dehiscens* Chapmann, Parr & Collins, 1934, Linn. Soc. Lond. Jour., Zool., vol.38, nr. 262, p. 569, pl. XI, fig. 36) constituie specia cea mai frecventă în miocenul mediu; a fost întîlnită în intervalul dintre zona cu *Globoquadrina dehiscens* şi zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae* (inclusiv); prezenţa acesteia în zona cu *Velapertina* nu a fost încă semnalată.

14. *Orbulina suturalis* Brönnimann (Brönnimann, 1951, p. 135, fig. text 2, nr. 1—2, 5—8, 10; text fig. 4, nr. 2—4, 7—12, 15—16, 19—22) se caracterizează prin faptul că ultima cameră nu acoperă complet camerele precedente şi prin aperturile suturale (infralaminale), precum şi aperturi areale de formă circulară. Specia a fost întîlnită numai în zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae*.

15. *Praeorbulina glomerosa* Blow (*Globigerinoides glomerosa*, Blow, 1956) a fost recunoscută în partea inferioară a miocenului mediu în cuprinsul zonei cu acelaşi nume şi în zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae*. Au fost separate toate subspeciile descrise de Blow (*G. glomerosa glomerosa*, *G. glomerosa circularis*, *G. glomerosa curva*) însă fără a se observa o diferenţiere strictă a momentului apariţiei acestora.

16. *Biorbulina bilobata* (d'Orbigny) (*Globigerina bilobata*, d'Orbigny, 1846, p. 164, pl. IX, fig. 11—14) se dezvoltă în partea superioară a zonei cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae*. Specia are un interval de distribuţie stratigrafică foarte limitat cuprins între zona cu *Praeorbulina* şi baza zonei cu *Velapertina*.

17. *Globigerinita uvula* (Ehrenberg) (*Pylodexia uvula*, Ehrenberg, 1873, pl. II, fig. 24—25) este una din speciile rare; am întîlnit-o numai în zona cu *Praeorbulina glomerosa*. Se caracterizează prin dimensiunile relativ reduse şi prin aspectul conic al testului dat de înălţimea exagerată a spirei. Modul lui Ehrenberg de a studia materialul (montat în balsam de Canada) a generat numeroase incertitudini privind identificarea corectă a speciei. Actualmente se admite că *G. brady* Wiesner, *G. minuta* Natland şi *G. juvenilis* Bolli sînt sinonime junioare ale speciei lui Ehrenberg (Parker, 1962).

18. *Velapertina iorgulescui* Popescu (Popescu, 1969, p. 105, pl. II, fig. 5—6) se caracterizează prin înrularea trohospirală a camerelor, apertura primară acoperită de cele mai multe ori de o cameră (bulă) elipsoidală sau alungită, de regulă mai mică decît camera precedentă şi străbătută de pori mai fini decît restul testului şi prin numeroasele aperturi suturale de tip candeinid. Specia a fost întîlnită mai ales în partea inferioară a zonei cu acelaşi nume.

19. *Velapertina indigena* (Łuczkowska) (*Globigerinoides indigena*, Łuczkowska, 1955, Pol. Tow. Geol., Rocznik, vol. 23, nr. 1953, p. 152, pl. X, fig. 5—7) constituie taxonul cel mai frecvent în tot cuprinsul grabovianului (în zona cu *Velapertina iorgulescui*); din acest motiv ar fi poate mai nimerit ca această zonă să fie numită zona cu *Velapertina indigena* aşa cum dealtfel a propus de curînd Łuczkowska (1971). Cea mai mare frecvenţă a speciei a fost înregistrată în partea inferioară a orizontului marnelor cu *Spirialis*.

20. *Velapertina łuczkowskae* Popescu n.sp. *Diagnoza*: test liber, globular pînă la subsferic; partea iniţială trohospirală; camera finală sferică, acoperind aria ombilicală, alcătuieşte mai mult de 65% din suprafaţa testului; perete calcaros, perforat, cu suprafaţa uşor rugoasă; suturile de pe partea spirală adîncite; apertura primară în stadiul iniţial interiomarginală, ombilicală; în stadiul adult nu este nici o apertură principală, ci numai deschideri secundare circulare ori semicirculare în poziţie suturală, precum şi deschideri circulare pe suprafaţa ultimei camere ca la *Orbulina*.

Dimensiuni: diametrul maxim al holotipului 0,45 mm, iar paratipii între 0,44 şi 0,47 mm. Numele specific este dat în onoarea Ewei Łuczkowska, profesor la Institutul de mine şi metalurgie din Cracovia, Polonia. Holotipul, depozitat în colecţia Institutului geologic (nr. 101 203) provine din Subcarpaţi, Dobrota (valea Mirului), jud. Prahova, din orizontul marnelor cu *Spirialis* (grabovianul superior).

Observaţii: *Velapertina łuczkowskae* reprezintă cea mai evoluată specie din genul *Velapertina*. Aceasta a fost întîlnită cu precădere în partea terminală a zonei cu *Velapertina iorgulescui*, de cele mai multe ori găsindu-se în exclusivitate. O specie homeomorfă de care se deosebeşte foarte puţin este *Orbulina suturalis* Brönnimann. Elementele distinctive dintre acestea sînt suturile spirale şi intracamerale adînci şi procentul mai mic de acoperire a testului de către ultima cameră la specia *V. łuczkowskae*.

O altă specie apropiată este *Praeorbulina glomerosa* de care se deosebeşte prin aspectul lobat al suturii ultimei camere, prin prezenţa aperturilor areale şi prin grosimea redusă a peretelui.

21. *Velapertina prahovensis* (Popescu) (Popescu, 1969, p. 104, pl. II, fig. 7—9) se aseamănă cu *V. iorgulescui* de care se deosebeşte prin aspectul lobat al marginii periferice şi prin dimensiunile mai mari. Specie rară, a fost întîlnită în zonă cu *Velapertina*.

New Taxa.

Globigerinoides bannerblowi Popescu n. sp.

Globigerinoides bannerblowi is a new name proposed for *Globigerinoides quadrilobata* Banner & Blow (non d'Orbigny) in Banner & Blow, 1960, p. 11.

Velapertina łuczkowskae Popescu n. sp.

Description. Test free, globular to subspherical; early portion trochospiral, final chamber spherical, embracing and covering umbilical region of early coil, giving much more than 65% from the surface of the test; wall calcareous, perforated, radial in structure, with surface finely pitted; radial sutures slightly depressed; suture of the last chamber curved;

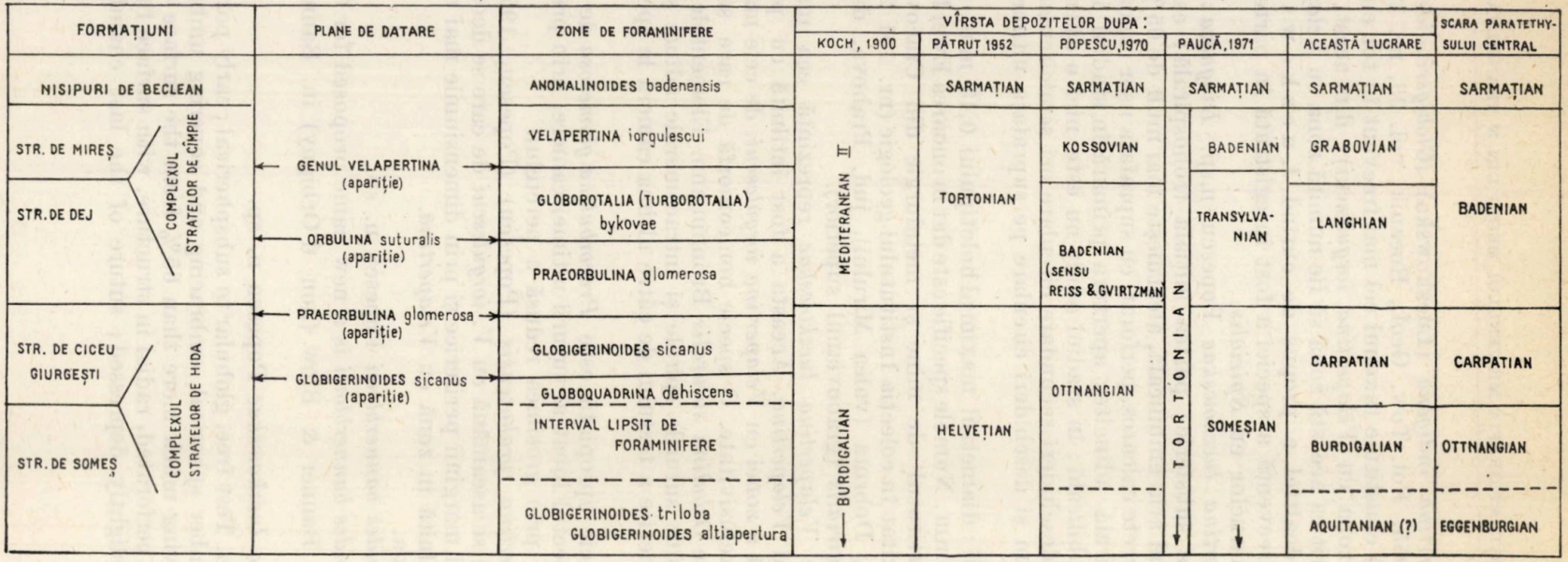


Fig. 1. — Tabel comparativ privind evoluția concepțiilor asupra datării depozitelor miocenului mediu din nordul și nord-vestul Transilvaniei după diferiți autori.

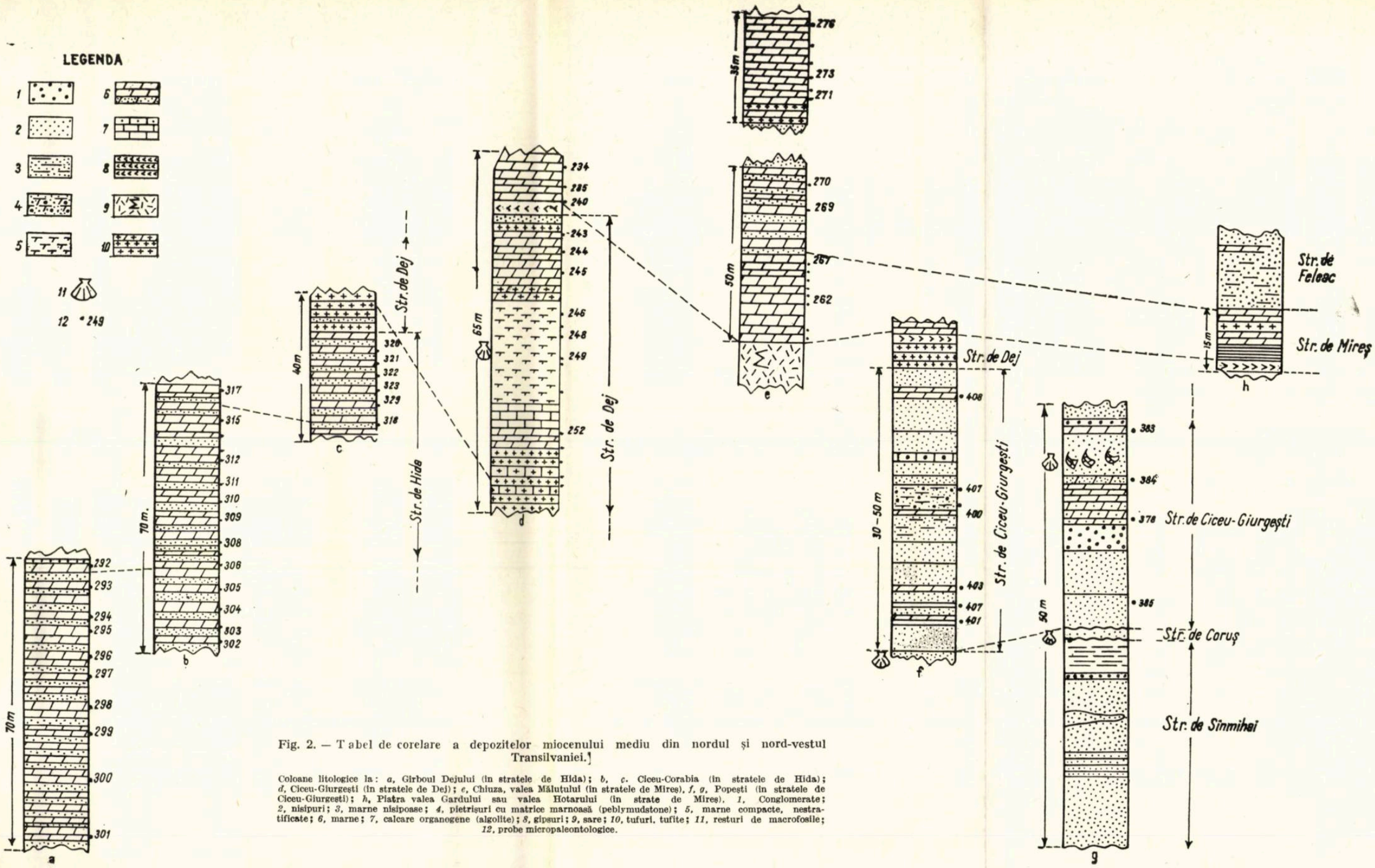
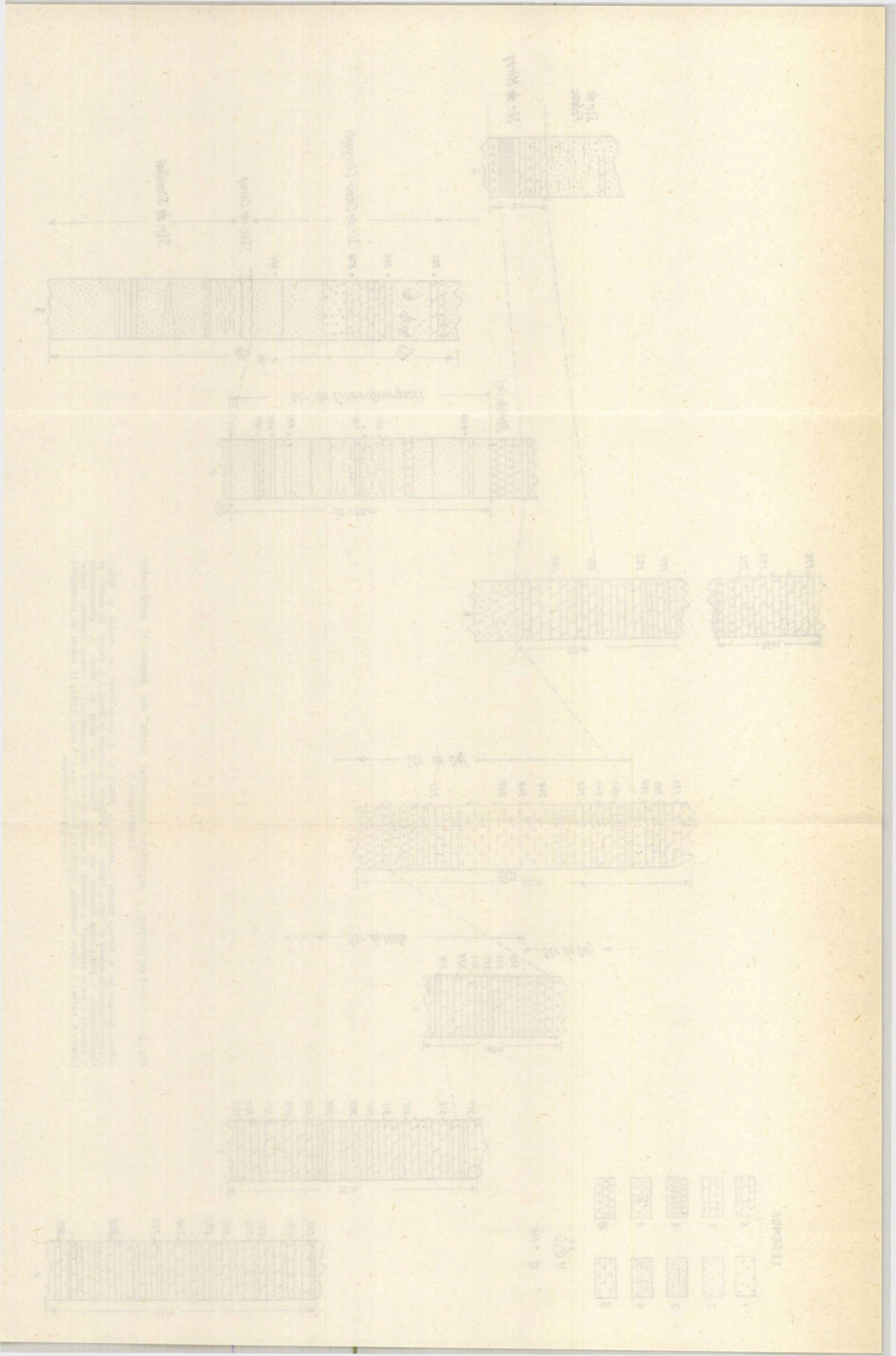


Fig. 2. — Tabel de corelare a depozitelor miocenului mediu din nordul şi nord-vestul Transilvaniei.

Coloane litologice la: *a*, Girboul Dejului (în stratele de Hida); *b*, *c*, Ciceu-Corabia (în stratele de Hida); *d*, Ciceu-Giurgeşti (în stratele de Dej); *e*, Chiuza, valea Mălutului (în stratele de Mireş), *f*, *g*, Popeşti (în stratele de Ciceu-Giurgeşti); *h*, Piatra valea Gardului sau valea Hotarului (în strate de Mireş). *1*, Conglomerate; *2*, nisipuri; *3*, marne nisipoase; *4*, pietrişuri cu matrice marnoasă (peblymudstone); *5*, marne compacte, nestratificate; *6*, marne; *7*, calcare organogene (algolite); *8*, gipsuri; *9*, sare; *10*, tufuri, tufite; *11*, resturi de macrofosile; *12*, probe micropaleontologice.



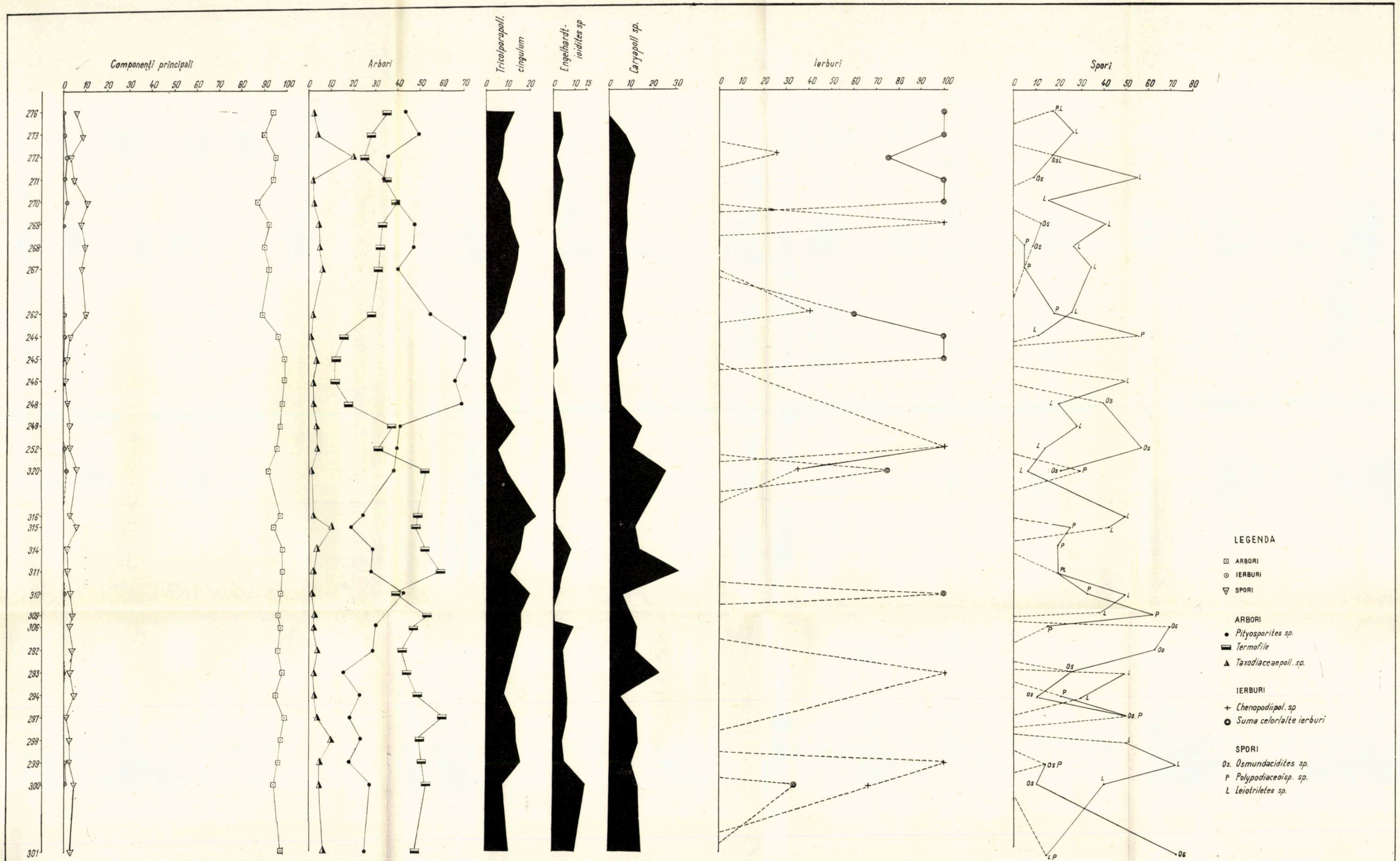
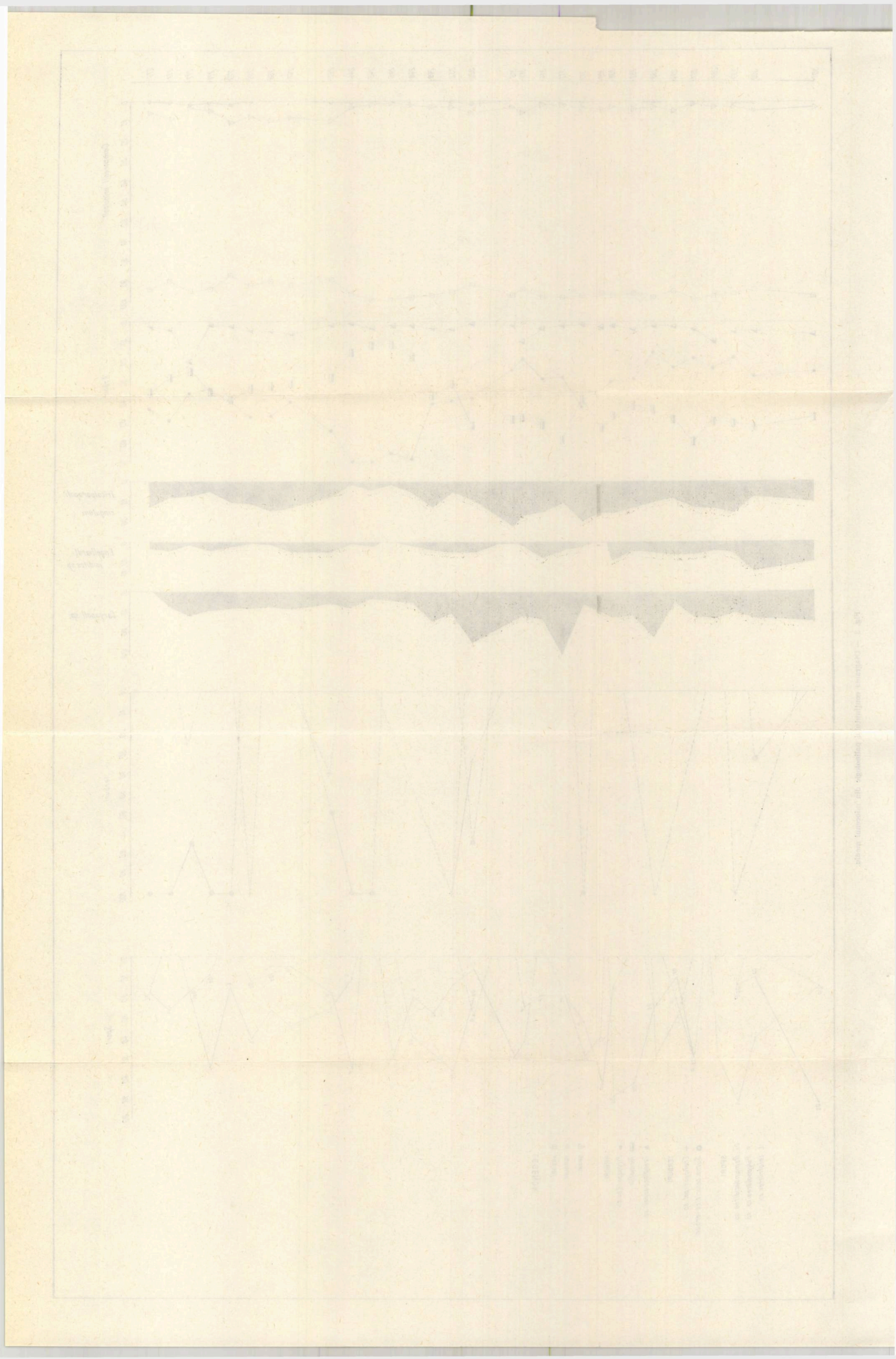


Fig. 3. — Diagrama conţinutului palinologic din miocenul mediu.



primary aperture in the early stage interiomarginal, umbilical; in the adult stage there is no primary opening except the small rounded or hemicircular sutural apertures which surround the last chamber and openings on the surface of the last chamber, like in *Orbulina*.

Greatest diameter of holotype 0.45 mm. Paratypes range between 0.44 and 0.47 mm. in greatest diameter.

The specific name is in honour of the micropaleontologist Ewa Łuczkowska, Krakow, Poland.

Holotype, deposited in the Geological Institute Collection (101 203), is coming from Subcarpathians, Dobrota (Mirului valley), Prahova district from *Velapertina iorgulescui* Zone.

CONTRIBUTIONS TO THE MICROBIOSTRATIGRAPHY OF THE MIDDLE MIOCENE FROM THE NORTHERN TRANSYLVANIA

ABSTRACT

After a brief presentation of the lithology of the Middle Miocene formations from the northern Transylvania, ranging in age from Carpathian to Sarmatian, the authors described, by means of planktonic Foraminifera, the following biostratigraphical units : *Globoquadrina dehiscens* Zone, *Globigerinoides sicanus* Zone, *Praeorbulina glomerosa* Zone, *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae* Zone, and *Velaperina iorgulescui* Zone.

Besides the foraminiferal zonation, some observations on the most important components of the sporopollinical association are given.

The study ends by a short description of the Middle Miocene planktonic Foraminifera, among which two new species are described : *Globigerinoides bannerblowi* and *Velapertina łuczkowskae*.

BIBLIOGRAFIE

Agheorghiesei V., Costea I. (1963), *Date noi asupra stratigrafiei Paleogenului şi Miocenului din nord-estul Transilvaniei*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, 1961, Com. şt., Secţ. II, Stratigr., **III**/1, p. 5—30, Bucureşti.

Bandy O. L. (1964), *The type of Globigerina quadrilobata d'Orbigny*, Cushman Found. Foram. Res., Contr. **15**, *1*, p. 36—37, fig. 1—3, Ithaca.

Banner F. T., Blow W. H. (1960), *Some primary types of species belonging to the superfamily Globigerinaceae*, Cushman Found. Foram. Res., Contr. **11**, *1*, p. 1—41, pl. 1—8, New York.

— (1965), *Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene*, Nature, **208**, *5 016*, p. 1 164—1 166, Londra.

Berggren W. (1971), *Tertiary boundaries and correlations*, in Funnell & Riedel, Micropaleont. of the Oceans, Cambridge Univ. Press., p. 693—809, Cambridge.

Blow W. H. (1956), *Origin and evolution of the foraminiferal genus Orbulina d'Orbigny*, Micropaleontology, **2**, *1*, p. 57—70, 4 fig. in text, New York.

— (1959), *Age, correlation and biostratigraphy of the Upper Tocuyo* (*San Lorenzo*) *and Pozón formations, eastern Folcón, Venezuela*, Bull. Amer. Pal., **39**, *178*, p. 59—251, pl. 6—19, Ithaca, N. Y.

Blow W. H. (1969), *Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*, I[st] Intern. Conf. Plankt. Microp. Geneva 1967, Proc. **1**, p. 199—422, 52 pl., 43 fig. în text, Leiden.

Blow W. H., Banner F. T. (1966), *The morphology, taxonomy and biostratigraphy of Globorotalia barisanensis LeRoy, Globorotalia fohsi Cushman and Ellisor, and related taxa*, Micropaleontology, **12**, *3*, p. 286—302, pl. 1—2, New York.

Boiţova E. P. (1956), *Atlas mioţenovih sporovo-ptiţevih komplexov razlicinih raionov S.S.S.R.*, Gos. nauci. teh. izd. lit. po gueol. i ohr. nedr, Moscova.

Bolli H. M. (1957), *Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad*, B.W.I. U.S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 97—123, pl. 22—29, Washington.

Brady H. B. (1884), *Report on the Foraminifera dredged by H.M.S. Challenger, during the years 1873—1876*, in Report Sc. Results Explor. Voyage H.M.S. Challenger, Zoology, **9**, p. 1—814, pl. 1—115, Londra.

Brönnimann P. (1951), *The genus Orbulina d'Orbigny in the Olio-Miocene of Trinidad*, B.W.I. Cushman Found Foram. Res. Contr. **2**, *4*, p. 131—138, text —fig. 1—5, Washington.

Brönnimann P., Resig J. (1971), *A neogene globigerinacean biochronologic time-scale of the southwestern Pacific*, în : Winterer, E. L. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **VII**, p. 1235—1469, 49 pl., Washington, D.C.

Cati F., Colalongo M. L., Crescenti U., d'Onofrio S., Folladori U. Pirini Radrizzani C., Pomesano Cherdhi A., Salvatorini G., Sartoni S., Premoli Silva, I., Wezel C. F. & Bertolino V., Bizon G., Bolli H. M, Boisetti Cati A. M., Dondi L., Feinberg H., Jenkins D. G. Perconig E., Sampó M., Sprovieri R. (1968), *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici*, Bull. Soc. Geol. It., **87**, p. 491—503, 2 tabele, Roma.

Cita M. B., Blow W. H. (1969), *The biostratigraphy of the langhian, serravallian and tortonian stages in the type-sections in Italy*, Riv. Ital. Pal., **75**, *3*, p. 549—603, Milano.

Cita M. B., Poemoli Silva I. (1960), *Pelagic Foraminifera from the type Langhian*, Intern. Geol. Cong., **XXI**, Sess., p. 39—50, Copenhaga.

Cioflica Gianina, Popescu Gh. (1971), *Contribuţii la stratigrafia miocenului mediu din nord-vestul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **16**, *2*, p. 531—539, Bucureşti.

Cushman J. A., Ellisor A. C. (1939), *New species of Foraminifera from the Oligocene and Miocene*, Cushman Lab. Foram. Res., Contr. **15**, *1*, p. 1—14, pl. 1—2, Sharon, Mass.

Ehrenberg C. G. (1973), *Mikrogeologische Studien über das kleinste Leben der Meeres-Tiefgründe aller Zonen und dessen geologischen Einfluss*, K. Akad. Wiss. Berlin. Abhandl. (1872), p. 131—199, pl. 1—12, Berlin.

Jenkins D. G. (1965), *Planktonic Foraminifera and tertiary intercontinental correlations*, Micropal., **11**, *3*, p. 265—277.

— (1966), *Planktonic Foraminifera from the type Aquitanian-Burdigalian of France*, Cushman Found Foram. Res., Contr. **17**, *1*, p. 1—15, 3 pl. Bridegewater, Mass.

— (1967), *Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Lower Miocene to the Pleistocene of New Zealand*, N. Z. Jl. Geol. Geophys., **10**, p. 1064—1078, 2 pl., 2 text. fig., Wellington.

Koch A. (1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesthele. II. Neogene Abteilung*, 370 p., 50 fig. in text, 3 planşe, Budapesta.

Kremp G. O. W., Ames H., Hilde Grebe (1958), *Catalogue of fossil spores and pollen, Tertiary spores and pollen*, **3**, Palynological Laboratories University Park, Pennsylvania.

Łuczkowska Ewa (1971), *A new zone with Praeorbulina indigena (Foraminiferida, Globigerinidae) in the Upper Badenian (Tortonian s.s.) of Central Paratethys*, Rocz. Pol. Tow. Geol. , **40**, *3—4*, p. 445—448, 2 fig. in tex., Cracovia.

Marinescu Fl. et al. (1972), *Guide de l'excursion de la Ve réunion du Groupe de Travail sur la Paratéthys*, Inst. geol., Bucureşti.

Moisescu V., Popescu Gh. (1967), *Studiul stratigrafic al formaţiunilor paleogene şi miocene din regiunea Chinteni—Baciu—Stnpaul (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*, p. 211—224, 4 fig. în text, Bucureşti.

Nagy Esther (1969), *Palynological elaborations : the miocene layers of the Mecsek mountains*, Annals of the Hungarian geol. institute, Budapesta, CII, fasc. 2.

OLTEANU F. (1951), *Observaţiuni asupra „Breciei sării" cu masive de sare din regiunea miopliocenă dintre R. Teleajen şi P. Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru Buzău)*, D. S. şed., Inst. geol. Rom., **32** (1943—1944), p. 12—18, Bucureşti.

ORBIGNY A.D.d' (1846), *Foraminifères fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne (Autriche)*, 132 p., 21 pl., Gide et Comp., Paris.

PAPP A., CICHA I., RÖGL F., SENES J., STEININGER F., BÁLDI T. (1971), *Principes de la subdivision stratigraphique de la Paratéthys centrale*, Comm. Medit. Neog. Str., 5 th. Congr., Lyon, 1971.

PAPP A. in co-operation with GRILL R., JANOSCHEK R., KAPONNEK J. KOLLMANN K., TURNOVSKY K. (1968), *Nomenclature of the Neogene of Austria*, Verh. Geol. Bund., **1**, *2*, p. 19—27, 1 tabel, Viena.

PARKER F. L. (1962), *Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments*, Micropaleontology, **8**, *2*, p. 219—254, p. 1—10, New York.

PAUCĂ M. (1971), *Criterii noi în stratigrafia miocenului din Bazinul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **16**, *2*, p. 397—404, Bucureşti.

PĂTRUŢ I. (1952), *Geologia regiunii Beclean (jud. Someş)*, D.d. s. Inst. geol., **XXXVI** (1948—1949), p. 96—106, Bucureşti.

PISHVANOVA L. S. (1968), *On the zonation of the Miocene by means of planktonic Foraminifera*, Giorn. geol., ser. 2, **35**, *3*, p. 233—244, pl. VII—XI, 1 fig. în text, Bologna.

POKROVSKAIA I. M. (1966), *Paleopalinologhia Vsesoiuznovo naucino isledovatelskovo geologiceskovo instituta*, **III**, Leningrad.

POPESCU GH. (1969), *Some new Globigerina (Foraminifera) from the Upper Tortonian of the Transylvanian Basin and the Subcarpathians*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géol., **13**, *1*, p. 103—106, pl. I—II, Bucureşti.

— (1970), *Planktonic foraminiferal zonation in the Dej Tuff Complex*, Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Serie Géologie, **14**, *2*, p. 189—203, pl. I—VIII, Bucureşti.

POPESCU GR. (1951), *Observaţiuni aupra „breciei sării" şi a unor masive de sare din zona paleogenă miocenă a jud. Prahova*, D.d.S. şed. Inst. geol. Rom., **32** (1943—1944), p.3—12, Bucureşti.

REUSS A. E. (1850), *Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens*, K. Akad, Wiss. Wien, math. naturwiss. Cl., Denkschr., **1**, p. 365—390, pl. 46—51, Viena.

SELLI R. (1970), *Report on the absolute age*, Giorn. Geol, Ser. 2, **XXXV**, *1*, p. 51—59, Bologna.

SENES J. et al. (1971), *Korrelation des Miozäns der Zentralen Paratethys (Stand 1970)*, Geol. Carp. **XXII**, *1*, p. 3—9, Bratislava.

SUBBOTINA N. N., PISHVANOVA L. S., IVANOVA L. V. (1960), *Stratigrafia oligocenovîh i miotenovîh otlojenii Predkarpatia po foraminiferam*, Tr. VNIGRI, 153 (Mikrof. S.S.S.R. sb. 11), p. 5—127, 14 pl., 7 fig. în text, Leningrad.

THOMSON P. W., PFLUG H. (1963), *Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs*, Paleontographica, **94**, Abt. B.

TZANKOV V. (1965), *Les associations microfossiles en Bulgarie*, Dir. Gen. géol. Inst. Sc. Res. Géol., 75 p., 175 pl., Sofia.

VAŠIČEK M. (1951), *Soucasný stav mikrobiostratihrafického výzkumu miocennich sedimentu ve vnekarpatské neogenni pánvi na Mordrě*, Sb. u.u.G., **18**, p. 149—195, pl. 19—20, 7 text fig., Praga.

VIGNEAUX M., ALVINERIE J., CARALPH M., JULIUS CH., LATOUCHE CL., MOYES J., RECHINIAC A., VALETON S. (1966), *Une succession stratigraphique en milieu marin épicontinental; principes et méthodes d'interprétations*, Bull. Inst. Géol. Bass. d'Aqui, *1*, p. 1—61, 8 tabele, Bordeaux.

Primit în redacţie la 22 mai 1972

Institutul geologic

PLANȘA I.

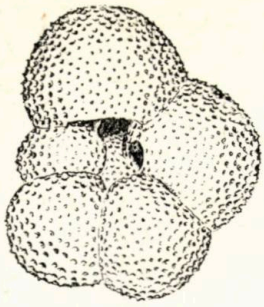
Fig. 3—5. — *Globigerina concinna* Reuss. × 95. Suceag, valea Noteleculuí. Zona cu *Globorotalia (Turborotalia) bykovae.*

Fig. 6—8. — *Globigerina butti* Popescu. × 95. Suceag, valea Noteleculuí. Zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae.*

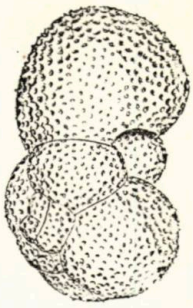
Fig. 9—11. — *Globigerina* cf. *bulloides* d'Orb. × 95. Suceag, valea Noteleculuí. Zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae.*

Fig. 12—14. — *Globorotalia* (*Turborotalai*) *mayeri* Cushman & Ellisor. × 95. Popești (carieră). Zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae.*

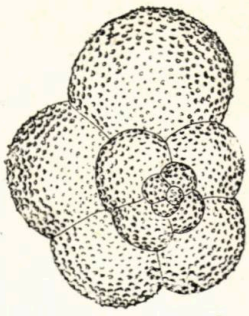
PLANȘA I



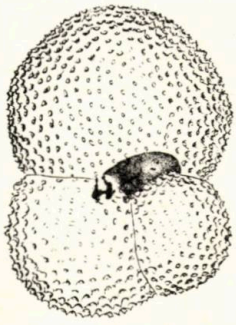
3



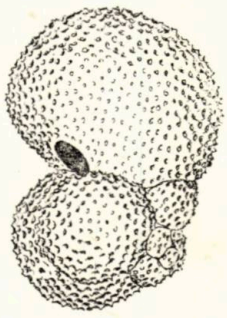
4



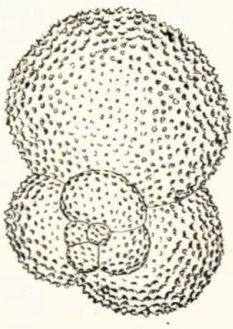
5



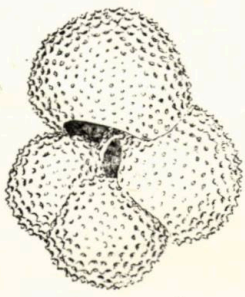
6



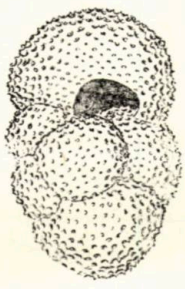
7



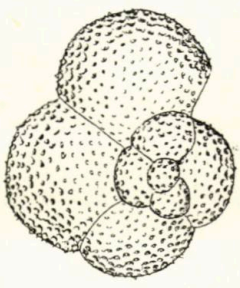
8



9



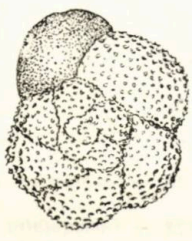
10



11

12

13

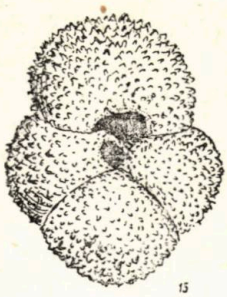


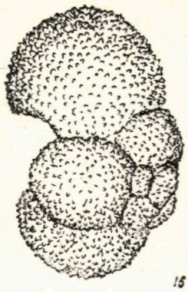
14

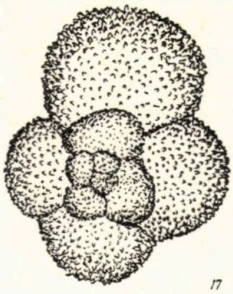
PLANŞA II

Fig. 15—17. — *Globigerina* sp. × 95. Chiuza, valea Puţu Sec. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*
Fig. 18—22. — *Globigerina praebulloides* Blow. × 95. Suceag, valea Noteleculuí. Zona cu *Globorotalia (Turborotalia) bykovae.*
Fig. 23—25. — *Globigerina* cf. *nepenthas* Todd. × 95. Suceag, valea Noteleculuí. Zona cu *Globorotalia (Turborotalia) bykovae.*
Fig. 26—28. — *Globorotalia (Turborotalia) obesa* Bolli. × 95. Ciceu-Giurgeşti, valea Dosului. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*
Fig. 29—30. — *Globigerina* cf. *tarchanensis* Subbotina & Chutzieva. × 95. Ciceu-Giurgeşti, valea Dosului. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*

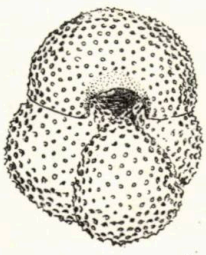
PLANȘA II

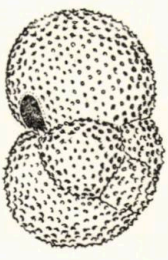

15

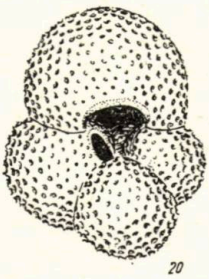

16

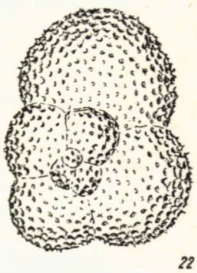

17

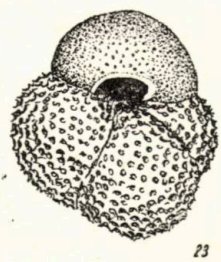
19

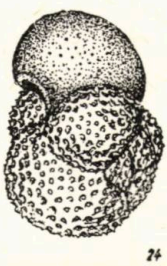

18

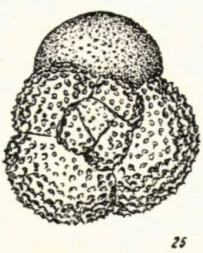

21


20

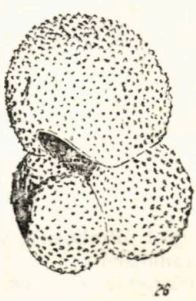

22

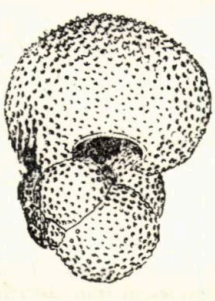

23

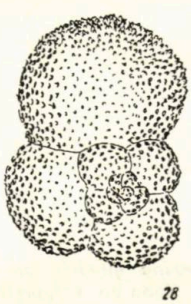

24

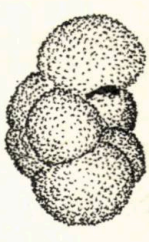

25

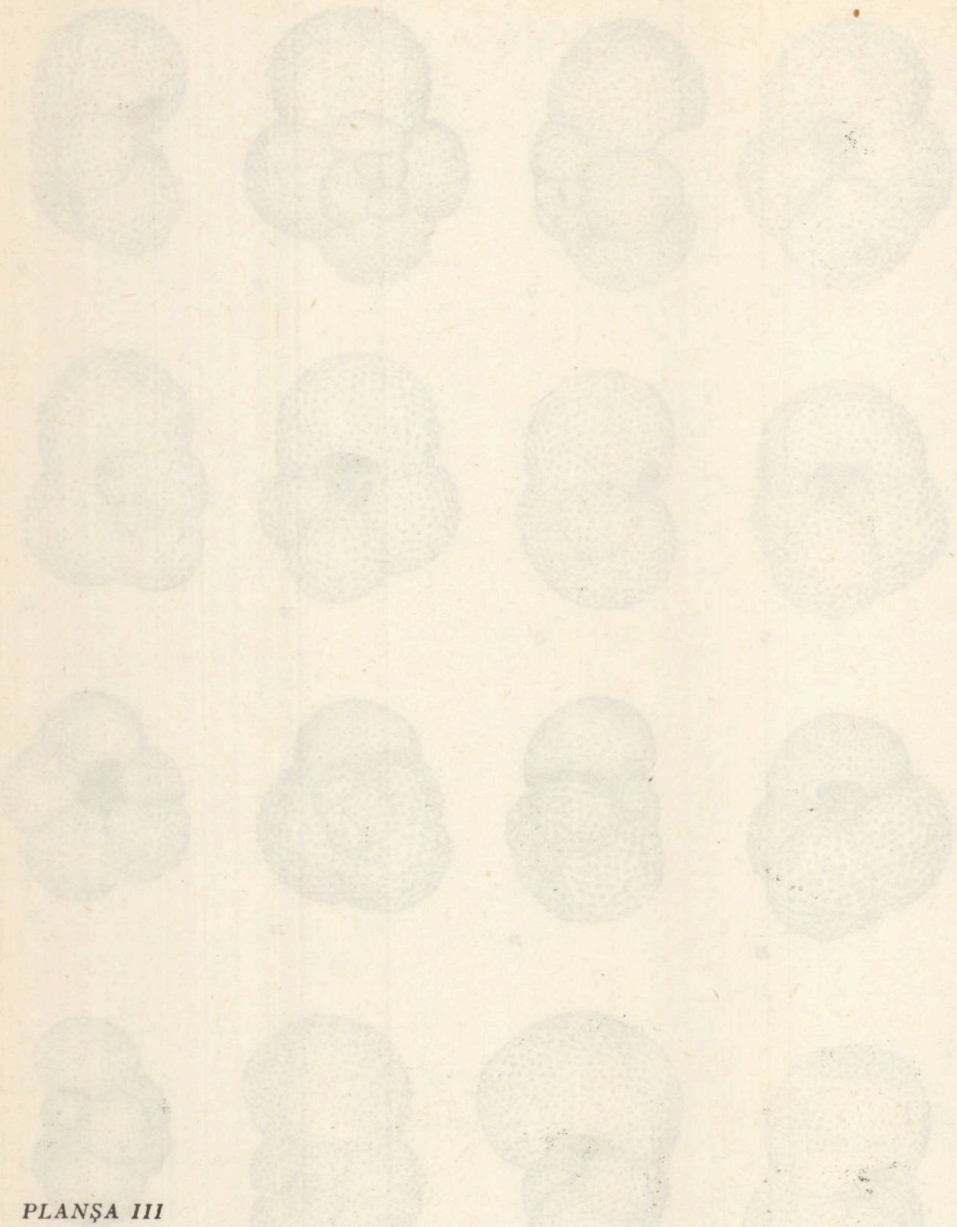
29


26




28


30

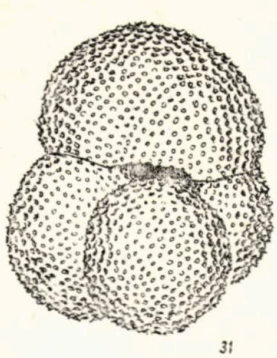


PLANȘA III

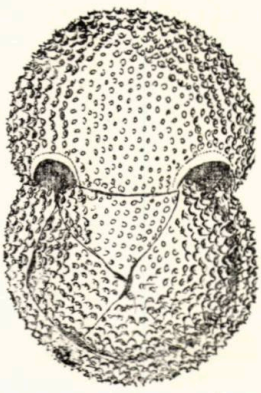
Fig. 31—33. — *Globigerina quadrilobata* d'Orbigny. × 95. Dobrota (jud. Prahova), valea Chirului. Zona cu *Velapertina iorgulescui* (din șisturile cu radiolari).

Fig. 34—36. — *Globigerinoides* cf. *transitorius* Blow. × 95. Popești (Cariera). Zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae*.

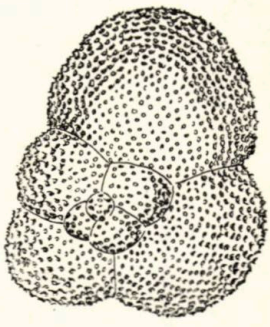
Fig. 37—39. — *Globigerinoides triloba* (Reuss). × 95. Exemplar cu bulă aperturală. Dobrota, valea Chirului. Zona cu *Velapertina iorgulescui*.



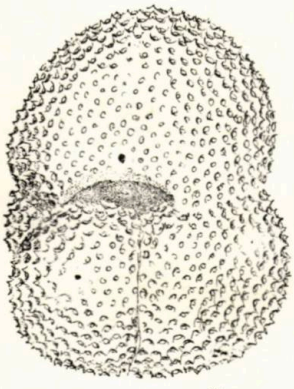
31



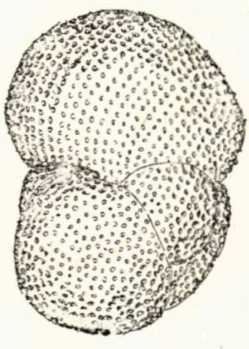
35



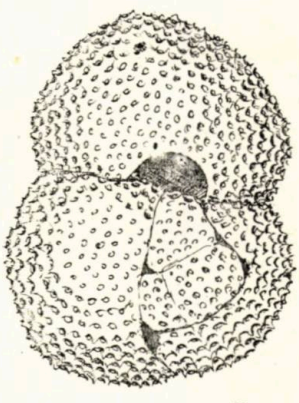
33



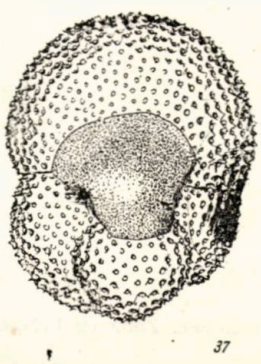
34



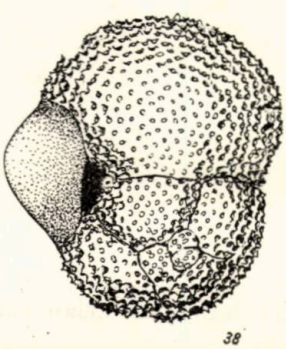
32



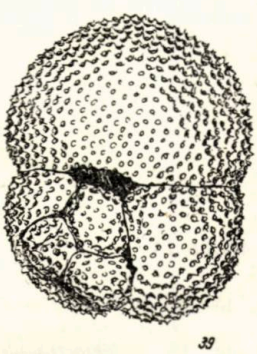
36



37



38



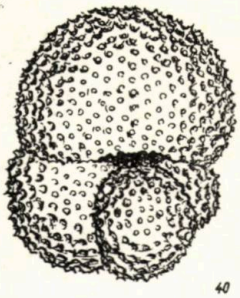
39

PLANŞA IV

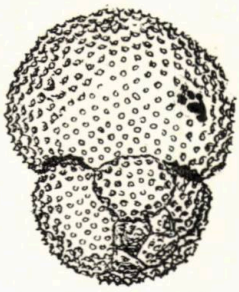
Fig. 40—42. — *Globigerinoides triloba* (Reuss). × 95. Chiuza, valea Puţu Sec. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*

Fig. 43—45. — *Globigerinoides bannerblowi* Popescu n. sp. × 95. Suceag, valea Noteleculuí. Zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae.*

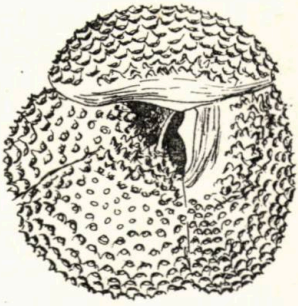
Fig. 46—48. — *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) × 95. Suceag, valea Noteleculuí. Zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae.*



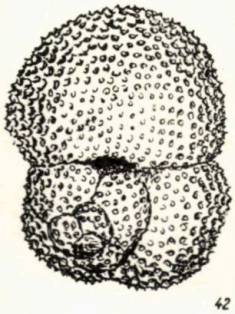
40



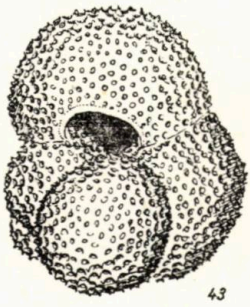
41



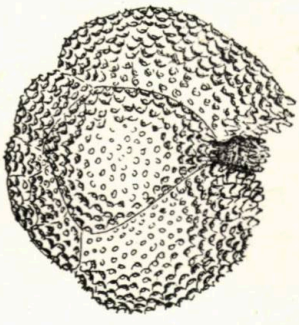
46



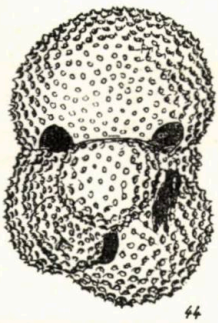
42



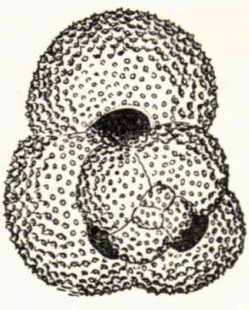
43



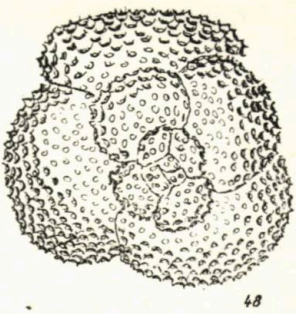
47



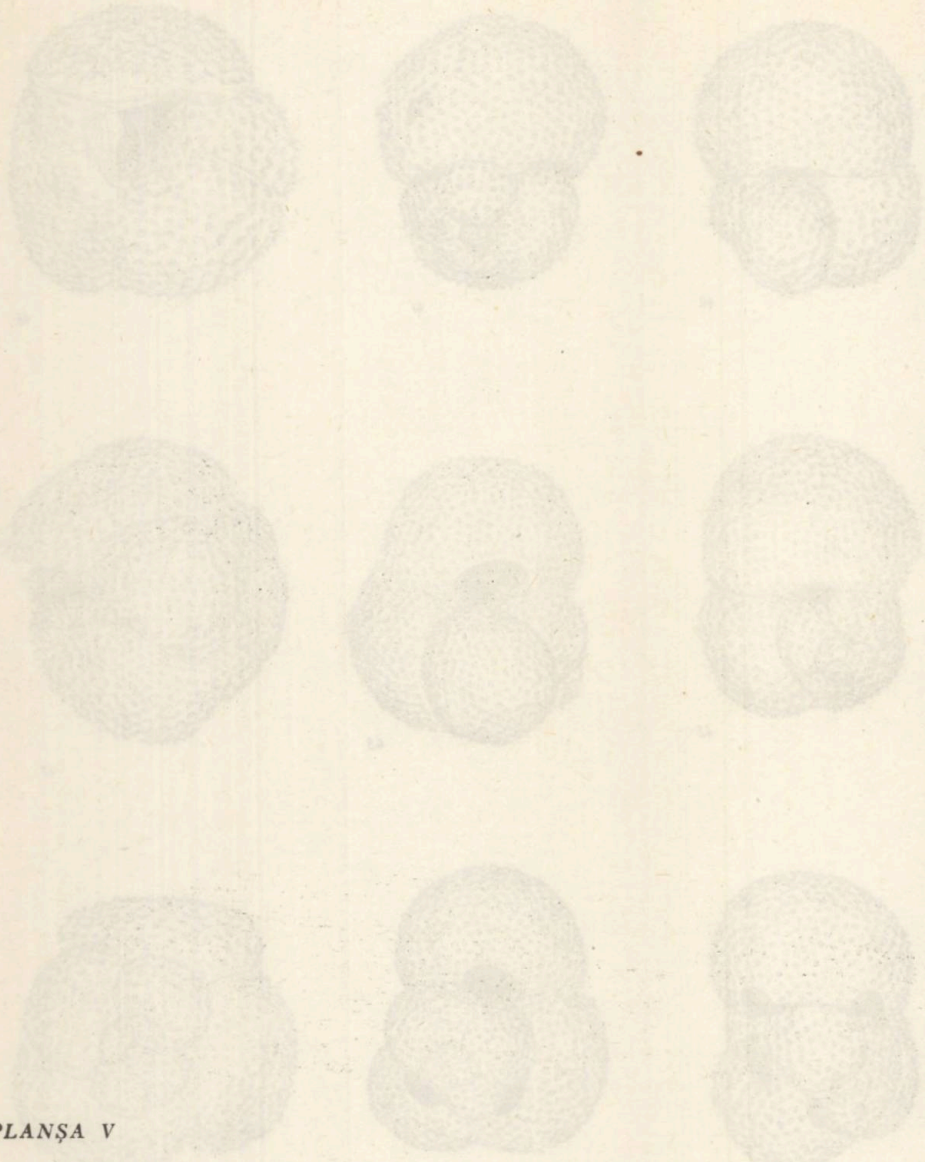
44



45

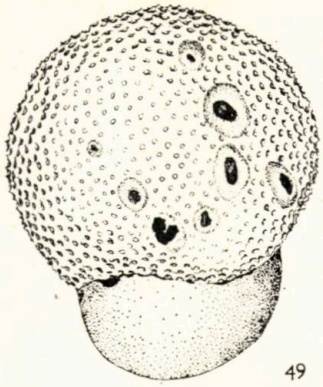


48

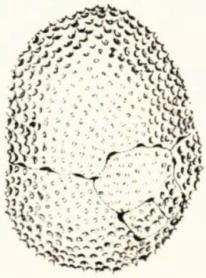


PLANȘA V

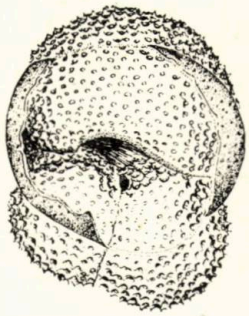
Fig. 49. — *Orbulina* (?) sp. × 95. Chiuza, valea Puțu Sec. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*
Fig. 50 —51. — *Velapertina iorgulescui* Popescu. × 95. fig. 51, vedere laterală ; fig. 50, același exemplar în vedere ombilicală la care bula aperturală a fost spartă. Chiuza, valea Puțu Sec. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*
Fig. 52—56. — *Velapertina indigena* (Łuczkowska). × 95. Fig. 52—53 specimen bilobat ; Fig. 54—56, individ tipic speciei. Chiuza, valea Puțu Sec. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*
Fig. 57.— *Orbulina suturalis* Brönnimann. × 95.



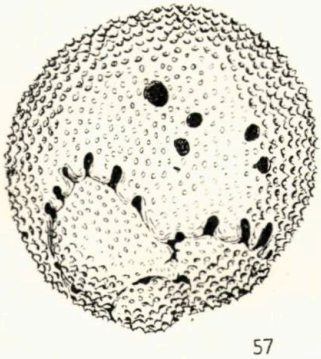
49



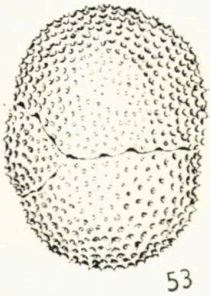
52



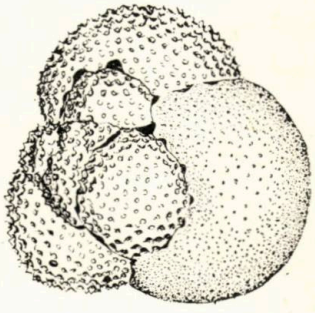
50



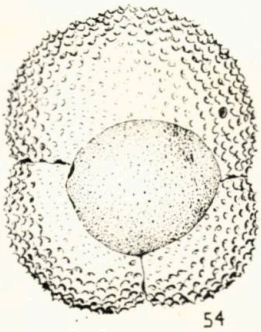
57



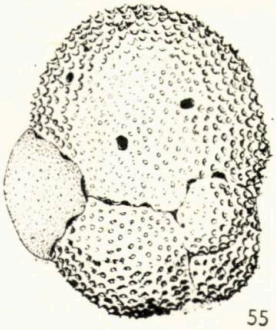
53



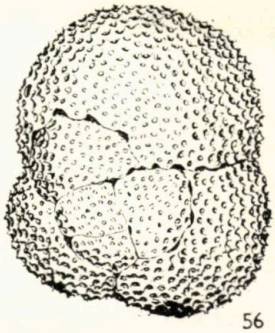
51



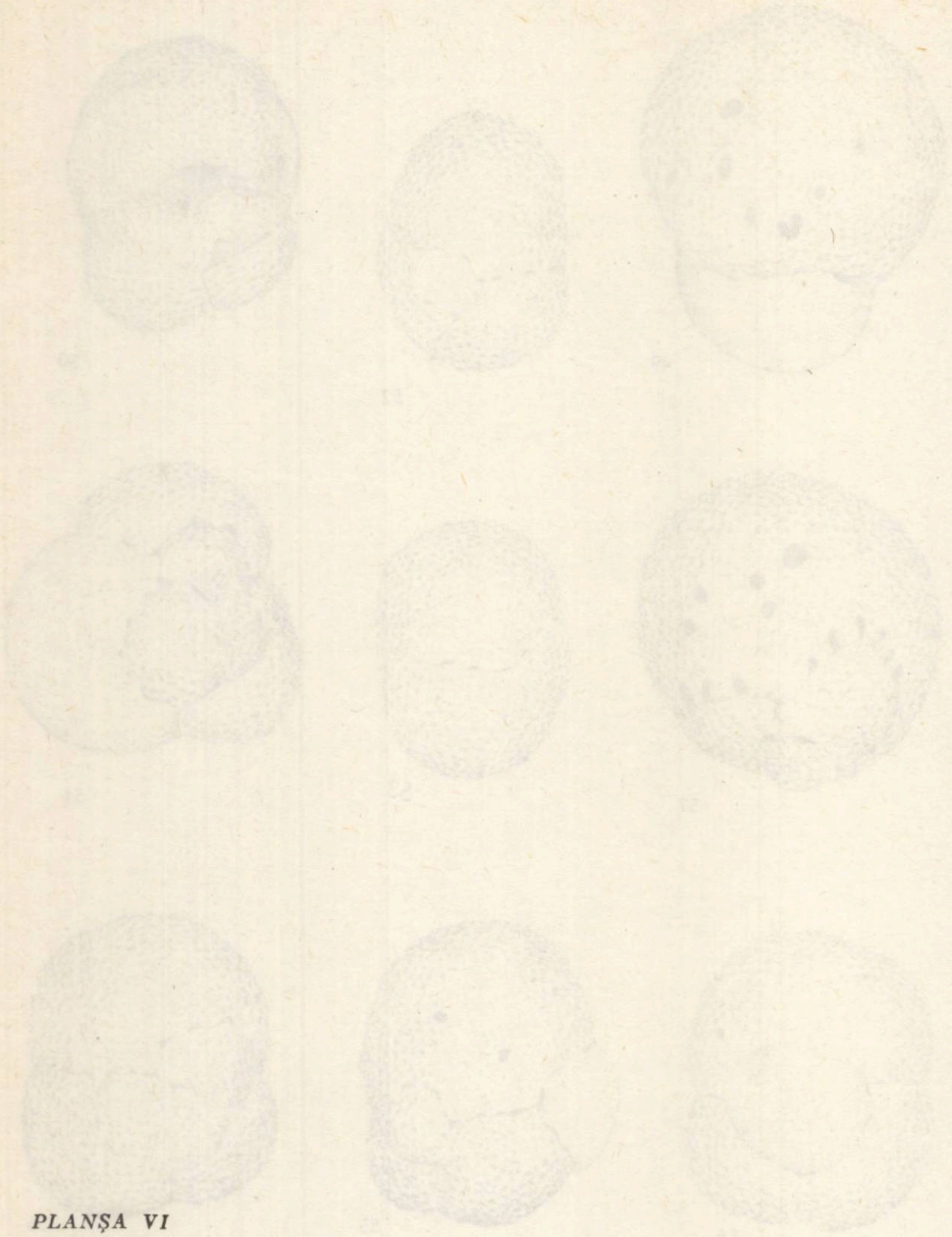
54



55



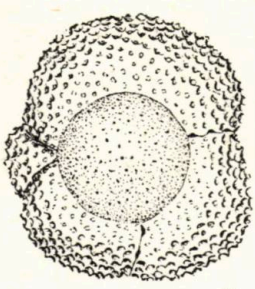
56



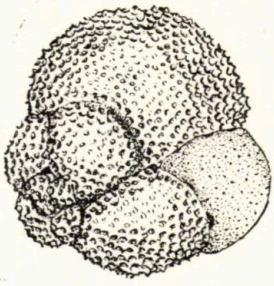
PLANŞA VI

Fig. 58—63. — *Velapertina iorgulescui* Popescu. × 95. Chiuza, valea Puţu Sec. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*

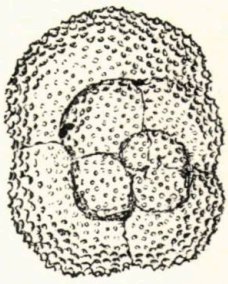
Fig. 64—66. — *Velapertina indigena* (Łuczkowska). × 95. Chiuza, valea Puţu Sec. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*



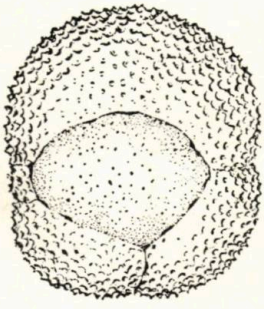
58



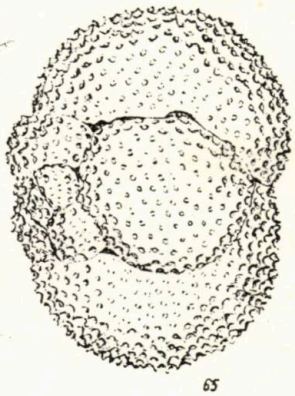
59



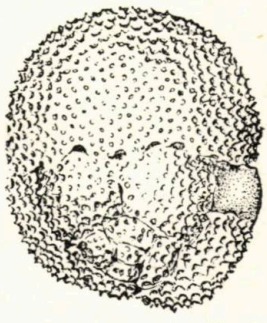
60



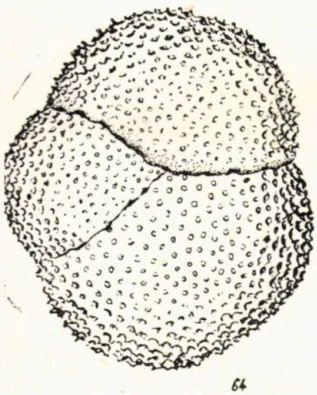
61



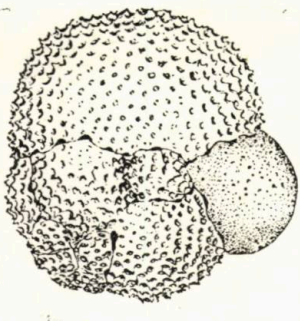
65



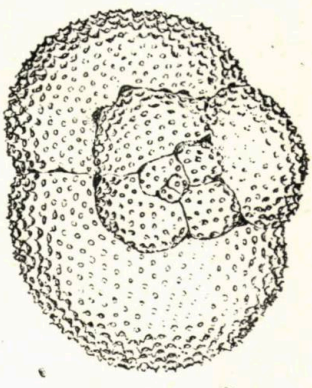
63



64



62



66

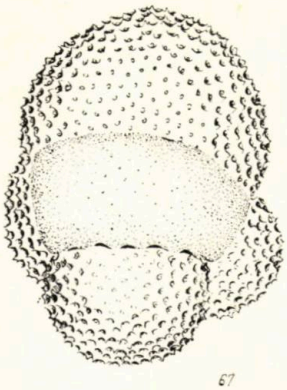
PLANȘA VII

Fig. 67—69. — *Velapertina prahovensis* (Popescu). × 95. Dobrota, valea Chirului. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*

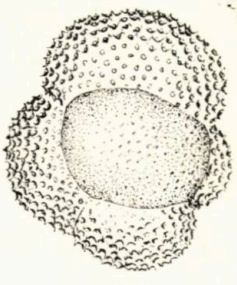
Fig. 70—72. — *Velapertina iorgulescui* Popescu. × 95. Ciceu-Giurgești, valea Dosului. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*

Fig. 73—74. — *Velapertina indigena* (Łuczkowska). × 95. Chiuza, valea Puțu Sec. Zona cu *Velapertina iorgulescui.*

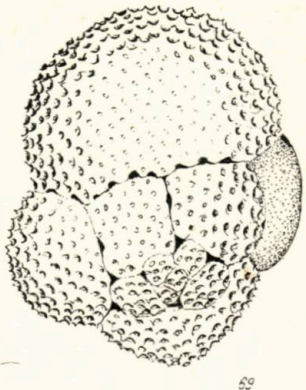
PLANȘA VII



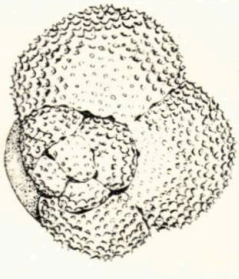
67



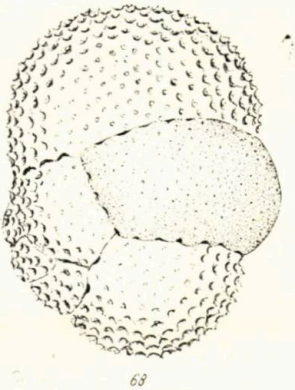
70



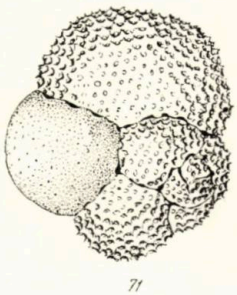
69



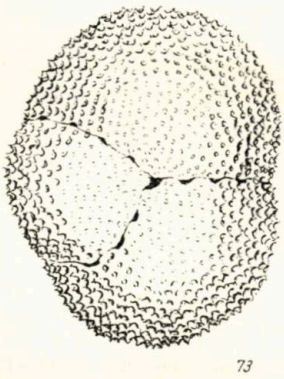
72



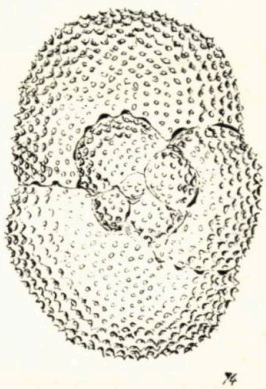
68



71



73



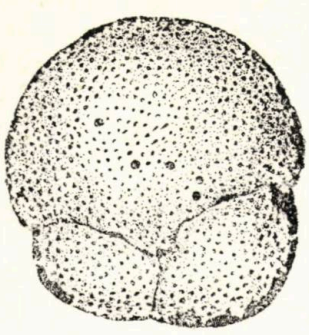
74

PLANȘA VIII

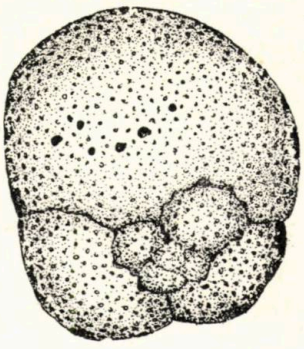
Fig. 75—77. — *Velapertina łuczkowskae* Popescu n. sp. × 95. Holotip. Dobrota, valea Chirului (jud. Prahova). Zona cu *Velapertina iorgulescui* (partea superioară, corespunzătoare marnelor cu *Spirialis*).

Fig. 78—80. — *Velapertina iorgulescui* Popescu. × 95. Dobrota, valea Chirului. Zona cu *Velapertina iorgulescui*.

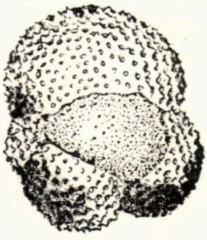
Fig. 81—82. — *Mississippina neagui* Popescu. × 55. Popești (carieră). Zona cu *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae*.



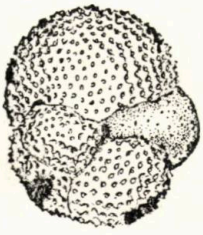
75



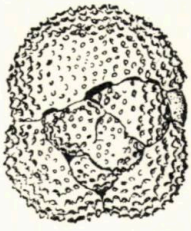
77



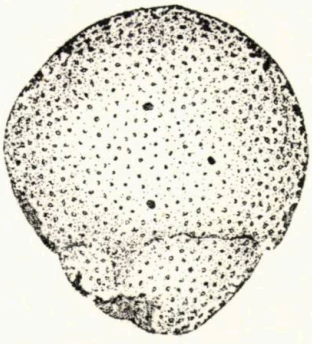
78



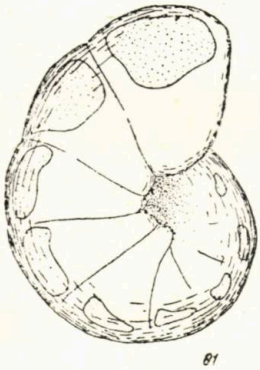
79



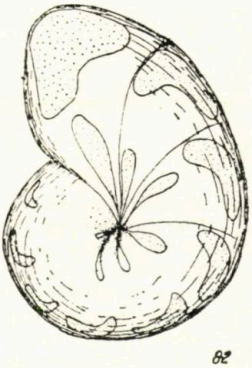
80



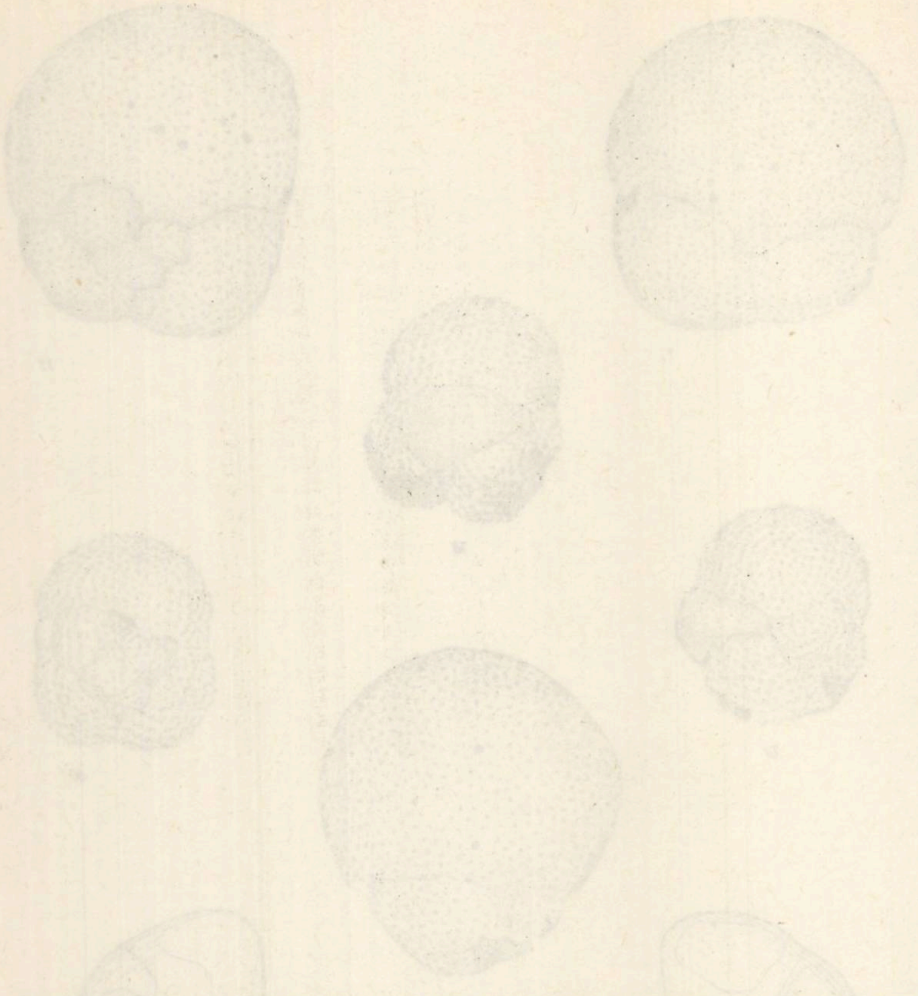
76



81

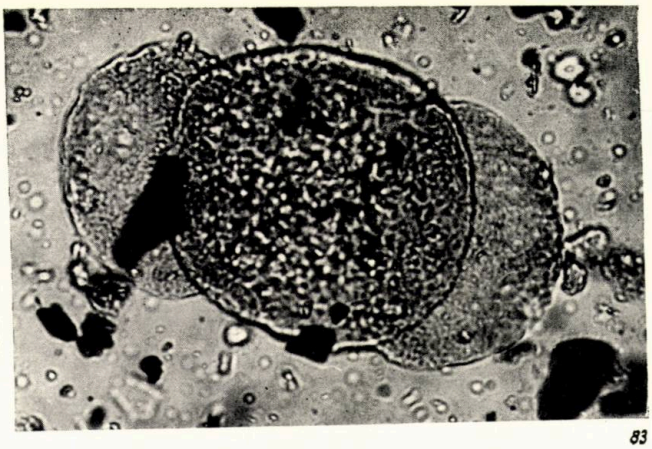


82



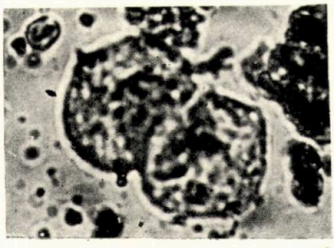
PLANȘA IX

Fig. 83. — *Keteleeriaepollenites* sp.
Fig. 84. — *Pityosporites* sp.
Fig. 85. — *Podocarpidites* sp.
Fig. 86. — *Taxodiaceaepollenites* sp.
Fig. 87. — *Tsugaepollenites* sp.
Fig. 88. — *Caryapollenites* sp.
Fig. 89. — *Alnipollenites* sp.
Fig. 90. — *Engelhardtioidites* sp.
Fig. 91. — *Tricolporopollenites cingulum*
Fig. 92—93. — *Compositoipollenites* sp.
Fig. 94. — *Chenopodipollenites* sp.
Fig. 95. — *Stereisporites* sp.
Fig. 96. — *Polypodiaceoisporites* sp.
Toate figurile, × 500.



83

84

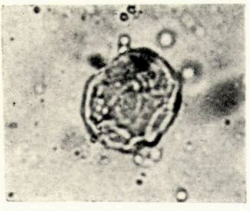


85

86

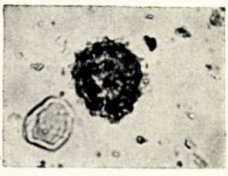
87

88

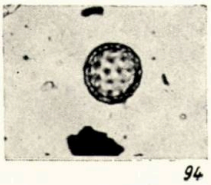


89

90

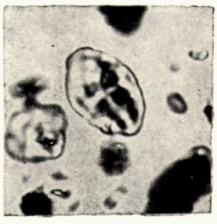


92

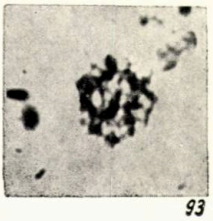


94

96



91



93

95

CONTRIBUȚII LA RĂSPÎNDIREA SPECIEI *PARELEPHAS TROGONTHERII* POHLIG ÎN PLEISTOCENUL PLATFORMEI MOESICE *

DE

ELISABETA HANGANU, C. MĂRGESCU

55(05)

Lucrările efectuate în carierele pentru exploatarea nisipului din punctele Malul Dărîmat și La Chisc (Făurei) au pus în evidență noi puncte fosilifere. Alături de o asociație de moluște reprezentată prin specii de lamelibranhiate și subordonat gasteropode, și-au făcut apariția fragmente din oasele membrelor anterioare sau posterioare aparținînd probabil unor specii de *Rhinoceros*, două ramuri orizontale de mandibulă de elefantid care prezintă al treilea molar inferior bine conservat și numeroase fragmente de oase indeterminabile. Acest fapt ne-a determinat să acordăm atenție în special resturilor de mamifere, întrucît fauna de moluște, cu toată abundența sub care se prezintă, poartă urmele unui evident transport, fapt care a impietat asupra gradului de conservare.

Cele două puncte fosilifere se află situate nu departe unul de celălalt, pe malul Iezerului Mostiștea, între localitatea Tăriceni și vărsarea pîrîului Argovei în Iezerul Mostiștea.

Ținem să precizăm însă, că deși resturile de mamifere nu lipsesc din cele două profile, numai în aflorimentul de la Malul Dărîmat a fost posibil identificarea elefantidelor (fig. 1).

Dealtfel, în acest domeniu al Platformei Moesice, L. Apostol semnalează pentru prima dată în anul 1965 un schelet întreg de *Parelephas trogontherii* care provine de la Codreni, localitate situată la circa 25 km nord-vest de Malul Dărîmat.

Considerații stratigrafice

Suita depozitelor care intră în componența profilelor geologice de la Malul Dărîmat și La Chisc poate fi atribuită fără rezerve nisipurilor de Mostiștea.

---

* Comunicată la S.S.G., Filiala București, mai 1971.

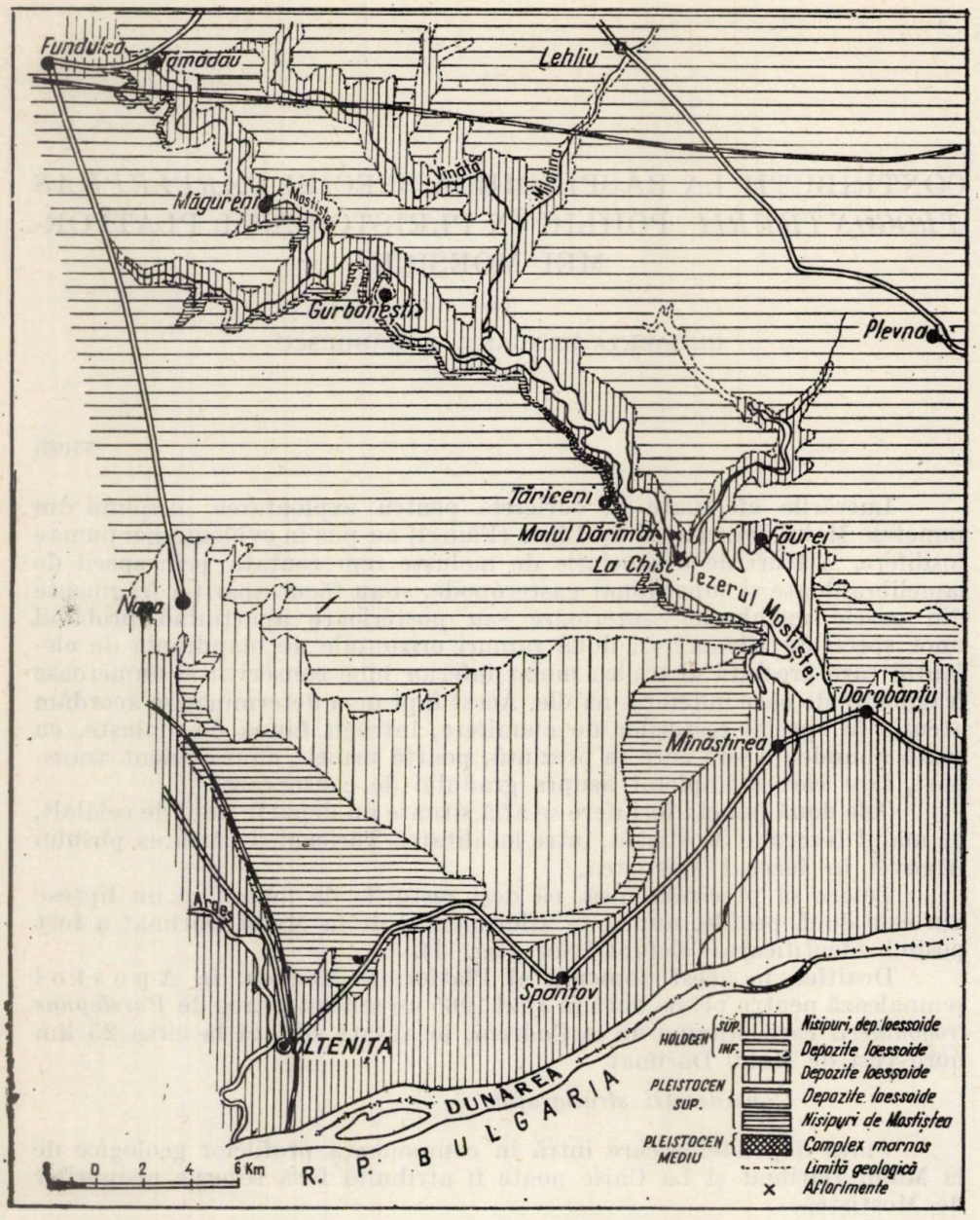


Fig. 1. — Localizarea aflorimentelor (după *Harta geologică a R.S.R.* sc. 1 :200 000, foaia București

Vom prezenta în cele ce urmează succesiunea depozitelor din aflorimentul Malul Dărîmat pentru motivul, dealtfel anunţat anterior, ca fiind cel care găzduieşte resturile de elefantide.

Peste argila fină sau uşor nisipoasă, de culoare cenuşie-vineţie cu benzi feruginoase care constituie patul apei, stau nisipuri fine, micacee, groase de 2—5 cm, în care se remarcă concreţiuni calcaroase. Deasupra apar nisipuri micacee, foarte fine, în care se întîlnesc lentile de argile colorate în roşu-brun; nisipurile devin din ce în ce mai fine către partea superioară, fiind colorate în cenuşiu-gălbui. Grosimea acestui nivel este de 1,5—2 m.

În continuare se dezvoltă nisipuri feruginoase cu o structură slab torenţială, groase de 0,40—0,50 m şi care spre partea superioară conţin numeroase concreţiuni calcaroase şi lentile de argilă negricioasă.

În superpoziţie se dispun nisipuri fine, micacee, groase de 25—30 cm, în care apar mai multe intercalaţii de nisipuri grosiere. Din acest nivel au fost recoltate moluşte a căror cochilie este foarte friabilă.

Către partea superioară, într-un strat gros de 25 cm, apar concreţiuni calcaroase feruginoase, mărunte, după care urmează un nivel gros de circa 4 m constituit în bază din nisipuri fine, argiloase, foarte fosilifere, din care s-au recoltat, pe o grosime de circa 1,5—1,7 m, lamelibranhiate, gasteropode şi fragmente de oase indeterminabile, nisipuri care spre partea superioară devin mai grosiere şi azoice.

Urmează nisipuri grosiere care trec la pietrişuri mărunte în care apar lentile grezoase sau conglomeratice slab cimentate. Acest nivel este gros de circa 25 cm şi conţine în bază numeroase moluşte a căror cochilie este friabilă.

Spre partea superioară, pe o grosime de 70 cm, apar nisipuri fine cuarţoase; din acest nivel s-au recoltat cele două ramuri de mandibulă aparţinînd speciei *Parelephas trogontherii*.

Seria depozitelor de la Malul Dărîmat se încheie cu nisipuri grosiere cu structură torenţială, groase de 10—20 cm, în care se remarcă concreţiuni calcaroase şi intercalaţii de nisipuri micacee, nivel care în bază conţine resturi de moluşte. Ultimul nivel este reprezentat prin depozite loessoide groase de 3—5 m.

Consideraţii paleontologice

Resturile de elefantide au fost singurele care au permis observaţii de detaliu şi efectuarea unor măsurători pe baza cărora ne-am întemeiat determinarea.

Materialul pe care s-au făcut observaţiile este reprezentat prin două ramuri orizontale (dreaptă şi stîngă) de mandibulă care prezintă al treilea molar inferior fixat în alveolă.

Rezumăm în tabelul de mai jos principalele rezultate obţinute în urma măsurătorilor efectuate pe cei doi molari.

	M_3 (dext.)	M_3 (sin.)
Formula laminară	13 x	—1/2 11 x
Lungimea coroanei	288 mm	217,5 mm
Lungimea zonei de masticaţie pînă la zona de tocire	248 mm	187 mm

Lăţimea coroanei	93,3 mm (V)	92,4 mm (V)
Grosimea smalţului	2,5—3 mm	2,5—2,8 mm
Frecvenţa laminară	5,64	5,98
Indice laminar	17,73	16,72
Lame uzate	13	12
Figuri de smalţ cu elipsa completă	I—IV	I—IV
Lame contopite	I—II	(—)

Observaţii

Pe partea internă a molarului stîng apar 12 lame plus talonul (x), iar pe partea externă numai 11 lame plus talonul (x). Această situaţie rezultă din faptul că pe partea internă, între lama 10 şi 11, se intercalează o jumătate de lamă (fig. 2).

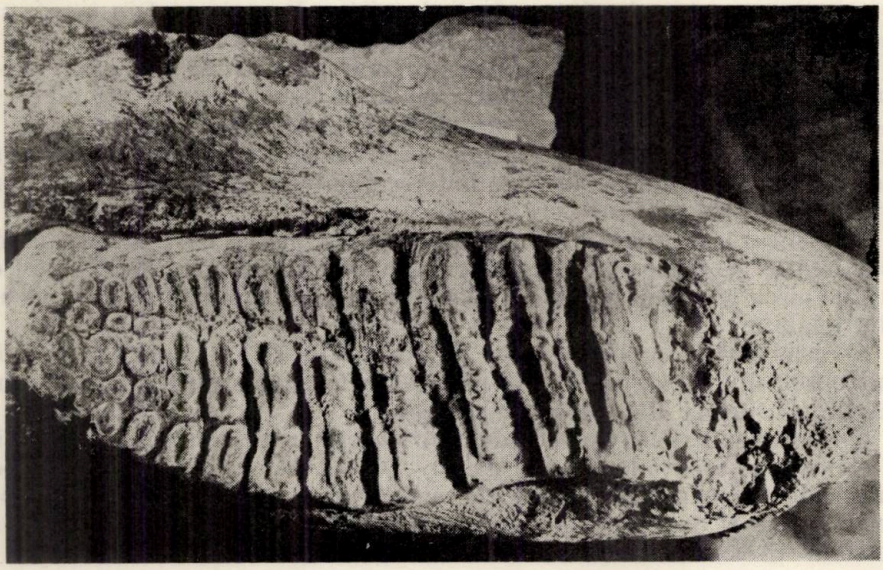


Fig. 2. — *Parelephas trogontherii* Pohlig — molarul $_3$ (stîng) văzut de pe faţa de uzură.

Analiza comparativă a rezultatelor obţinute în urma măsurătorilor efectuate pe cei doi molari, cu rezultatele obţinute în urma studiului altor molari, a precizat existenţa în aflorimentul de la Malul Dărîmat a unui stadiu arhaic în evoluţia speciei *Parelephas trogontherii*.

Cele două ramuri orizontale ale osului mandibular măsurate aproximativ la jumătatea lungimii molarului au dat rezultate diferite. Astfel: ramura dreaptă are 165 mm lăţime şi 195 mm înălţime; ramura stîngă, 168 mm lăţime şi 172 mm înălţime.

Consideraţii paleobiogeografice

Parelephas trogontherii este citat în partea occidentală a Europei încă pin cel de-al doilea stadial günz. Cu certitudine însă, resturile sale sînt semnalate din cromerian pînă în prima avansare riss. În U.R.S.S. s-a

identificat *Parelephas trogontherii trogontherii* în complexul faunistic de Tiraspol (pleistocen inferior) şi *Parelephas trogontherii chosaricus* în complexul faunistic Hozarskii (pleistocen mediu).

Pe teritoriul României, resturile acestei specii au fost frecvent întîlnite. În Bazinul Transilvaniei sînt citate forme arhaice în cromermindel (la Feldioara) şi forme evoluate în rissianul I (în Bazinul Sf. Gheorghe, Tuşnad-Sînmartin).

În Platforma Moesică, pe lîngă exemplarul de la Codreni semnalat de L. Apostol (1965), Th. Bandrabur (1966) citează în nisipurile de Mostiştea de pe valea Argovei *Mammuthus primigenius* în asociaţie cu *Parelephas trogontherii*, elemente care îl determină să susţină vîrsta pleistocen superior, şi anume rissian a nisipurilor de Mostiştea.

Exemplarele studiate de noi reprezintă forme arhaice, ceea ce le plasează în timp către baza pleistocenului mediu. Existenţa acestei specii şi în depozitele rissianului I (Th. Bandrabur) ridică problema apartenenţei stratigrafice a nisipurilor de Mostiştea la un interval de timp mult mai mare. Cu toate acestea, nu sîntem însă de acord cu atribuirea nisipurilor de Mostiştea la pleistocenul superior, întrucît rissianul reprezintă termenul cu care se încheie pleistocenul mediu (R. Brinkmann 1966; B. Kurtén, 1968).

CONCLUZII

Lucrarea de faţă anunţă un nou punct de apariţie a speciei *Parelephas trogontherii* în pleistocenul Platformei Moesice.

Studiile biometrice efectuate pe molari şi osul mandibular au pus în evidenţă în acelaşi punct fosilifer existenţa a două ramuri orizontale de mandibulă care provin de la două mandibule.

Observaţiile de ordin stratigrafic infirmă vîrsta pleistocen superior atribuită nisipurilor de Mostiştea şi consideră aceste depozite ca formîndu-se în pleistocenul mediu, într-un interval stratigrafic mai mare.

SUR LA DISPERSION DE L'ESPÈCE *PARELEPHAS TROGONTHERII* POHLIG DANS LE PLÉISTOCÈNE DE LA PLATE-FORME MOESIENNE

RÉSUMÉ

Les excavations effectuées dans le but d'exploiter le sable de Malul Dărîmat au bord du lac de Mostiştea ont mis en évidence un nouveau point fossilifère.

Deux branches horizontales de mandibule, présentant la troisième molaire inférieure bien conservée, se sont imposées à l'attention de l'auteur. Les études biométriques effectuées sur l'os mandibulaire et sur les molaires ont mis en évidence la présence de deux individus. La morphologie des

molaires annonce un stade archaïque dans l'évolution de cette espèce.

Le gisement d'origine des restes squelettiques étudiés est situé sans doute dans les horizons des sables de Mostiştea, attribués dernièrement par Th. Bandrabur au Pléistocène supérieur, plus précisément au Rissien.

L'auteur discute l'idée d'attribuer cet horizon à un intervalle stratigraphique plus large, en tenant justement compte du fait qu'en dehors de formes évoluées de *Parelephas trogontherii* appartenant sans aucun doute au Rissien, on voit apparaître aussi des formes à caractères archaïques.

L'auteur se rallie à l'opinion qui attribue le Rissien au Pléistocène moyen, ainsi qu'il est admis à présent par la plupart des chercheurs.

BIBLIOGRAFIE

Alimen H., Radulesco C., Samson P. (1968), *Précision paléontologique et indices climatiques relatifs aux couches pléistocènes de la dépression de Braşov (Roumanie)*, Bull. Soc. Géol. France 7e série, **X**, Paris.

Apostol L. (1965), *Données préliminaires concernant un squelette de Mammutus trogontherii (Pohlig) découvert dans la plaine Mostiştea (Codreni, Région de Bucarest)*, Trav. Mus. d'Hist. Nat. „Grigore Antipa", **V**, Bucureşti.

— (1968), *Particularités morphologiques des molaires de Proboscidiens fossiles quaternaires de Roumanie, conservées dans la collection du Musée d'Histoire Naturelle „Grigore Antipa"*, Trav. Mus. d'Hist. Nat. „Grigore Antipa", **IX**, Bucureşti.

Bandrabur T. (1961), *Cercetări hidrogeologice pe intervalul Ialomiţa — Mostiştea — Dunăre*, St. teh. econom., Seria E, (Hidrogeologie), *5*.

— (1966), *Precizări privind poziţia stratigrafică şi vîrsta nisipurilor de Mostiştea*, D. S. Com. geol., **LII**/1.

Brinkmann R. (1966), *Abriss der Geologie*, Historische Geologie, **II**, Stuttgart.

Coteţ P. (1961), *Profilul geologic de la Codreni-Gurbăneşti (Bazinul Mostiştei) şi importanţa lui pentru stratigrafia Cîmpiei Române*, Natura, Seria geogr. — geol., *1*, Bucureşti.

Coteţ P., Prisnea El. (1957), *Contribuţii la stratigrafia depozitelor cuaternare din Cîmpia Română*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", Seria şt. nat., *16*, Bucureşti.

Dubrovo I. A. (1960), *Stroenie zubov slonov i vozmojnosti ispolzovania ih priznakov dlia sistematiki*, Akad. Nauk S.S.S.R., Trudî Paleont. Inst., **LXXXV**, *1*, Moscova.

— (1966), *Sistematiceskoe polojenie slona hozerskogo faunisticeskogo komplexa*, Biull. Komissii po izuceniu cetverticinogo perioda, *32*, Moscova.

Guenther W. E. (1969), *Die Elefantenmolaren aus den Kiesen von Süsenborn bei Weimar*, Paläont. Abh. A, **III**, *3/4*, Berlin.

Kurtén Bjorn (1968), *Pleistocene mammals of Europe*, The World Naturalist.

Lavocat R. (1966), *Faunes et flores préhistoriques de l'Europe occidentale*, Atlas de Préhistoire, **III**, Collection „L'homme et ses origines".

Rădulescu C., Kovacs A. (1966), *Contribuţii la cunoaşterea faunei de mamifere fosile din Bazinul Baraolt (Depresiunea Braşov)*, Lucr. Inst. speol. „Emil Racoviţă", **V**, Bucureşti.

— (1968), *Noi contribuţii la cunoaşterea faunei de mamifere fosile din Bazinul Baraolt (Depresiunea Braşov)*, Lucr. Inst. speol. „Emil Racoviţă", **VII**, Bucureşti.

Samson P., Rădulescu C. (1969), *Faunele de mamifere cuaternare din bazinele Ciuc şi Borsec (jud. Harghita)*, Lucr. Inst. speol. „Emil Racoviţă", **VIII**, Bucureşti.

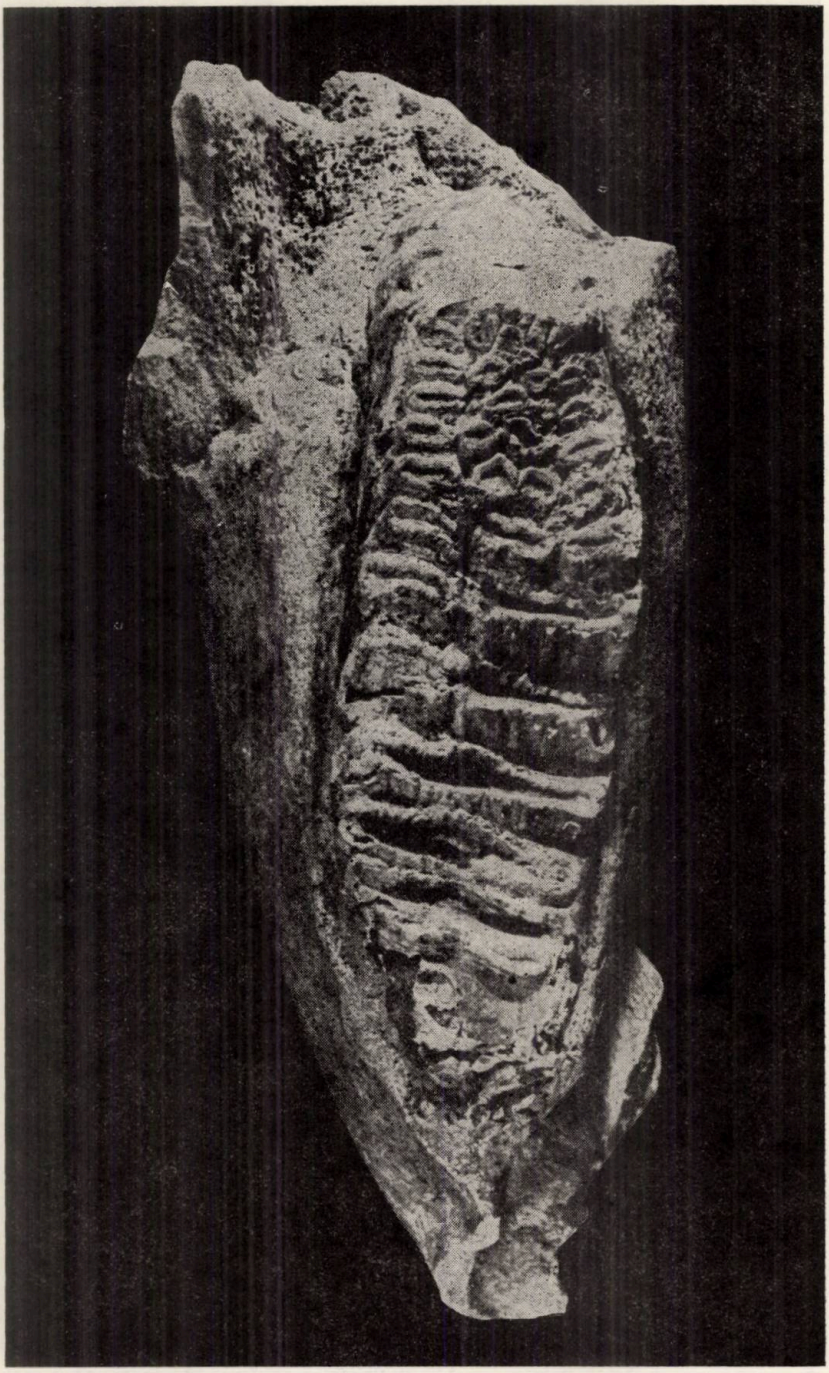
Samson P., Rădulescu C., Kovacs A. (1969), *Faunele de mamifere şi stratigrafia Cuaternarului în Depresiunea Braşov*, Aluta, **I**, Muz. Sf. Gheorghe.

*** (1966), Harta geologică a R.S.R., 1.200.000, foaia Bucureşti (44), Comitetul de Stat al Geologiei, Institutul geologic, Bucureşti.

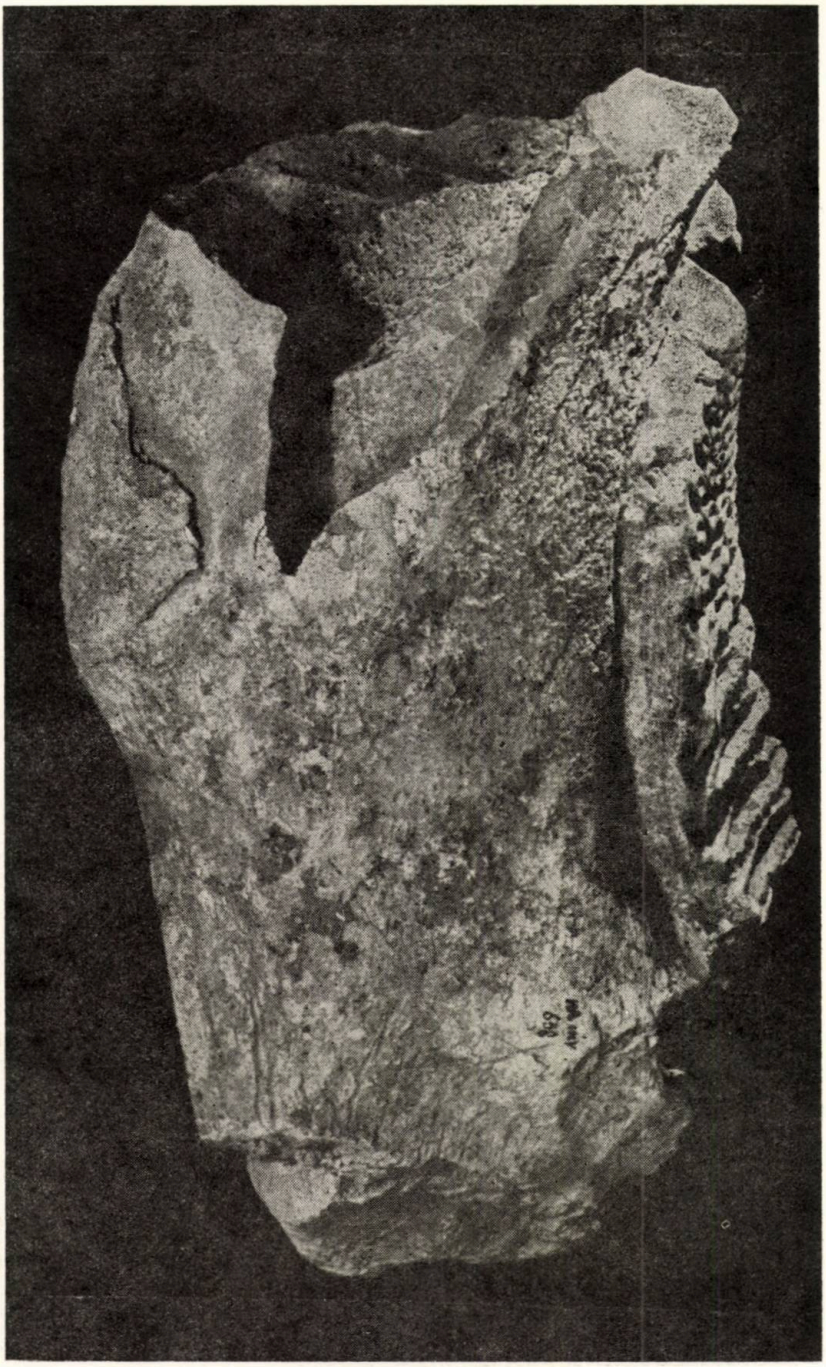
Primit în redacţie la 10 noiembrie 1972

Universitatea Bucureşti
Facultatea de geologie-geografie

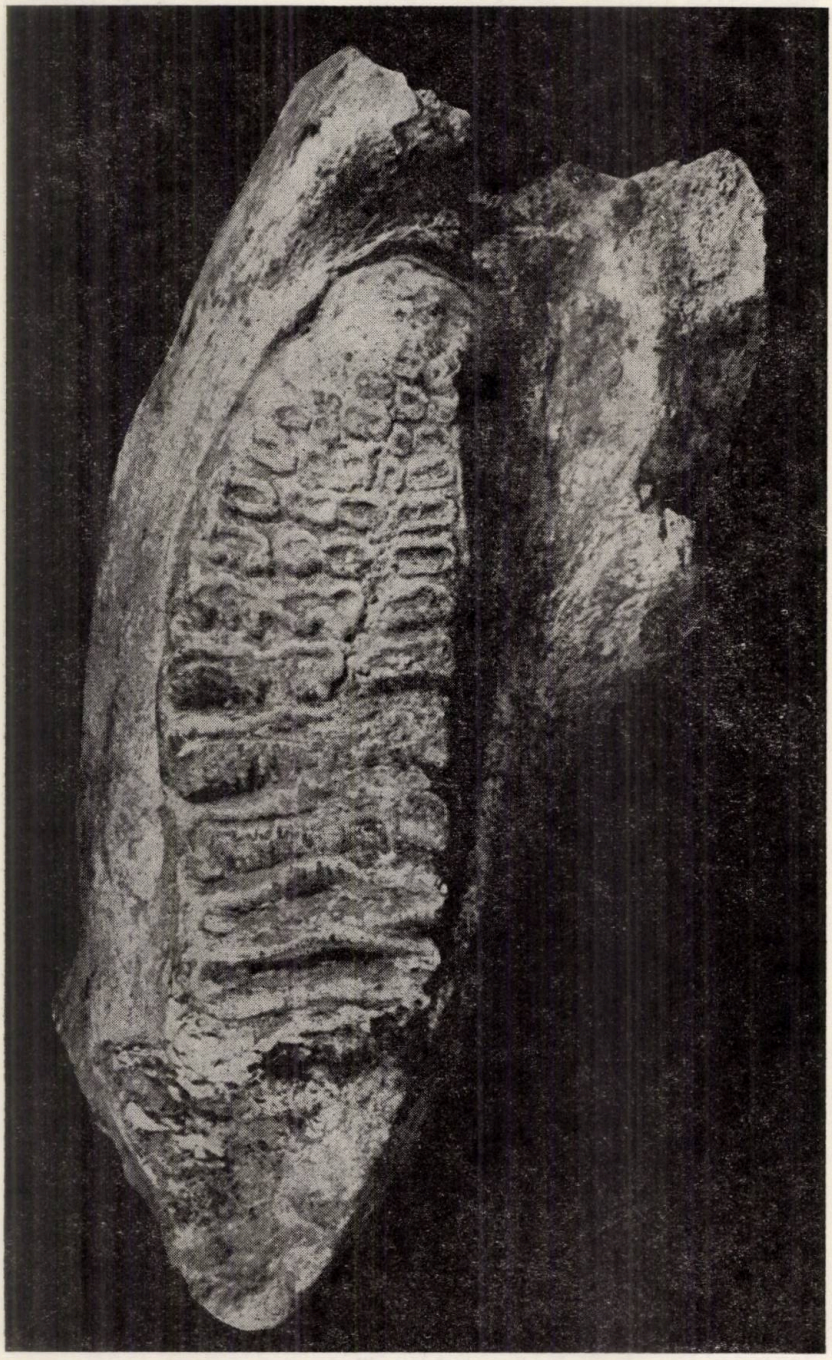
Paretephas trogontherii Pohlig; osul mandibular, ramura orizontală (dreapta), văzut extern.



Parelephas trogontherii Pohlig; molarul$_3$ (drept) văzut de pe fața de uzură.



Parelephas trogontherii Pohlig; osul mandibular, ramura orizontală (stînga), văzut intern.



Parelephas trogontherii Pohlig ; molarul$_3$ (stîng) văzut de pe fața de uzură.

DATE NOI ASUPRA SENONIANULUI DIN DOBROGEA

DE

AURELIA BĂRBULESCU

55(05)

În regiunea centrală a Dobrogei, aflorimentele de depozite cretacice sînt restrînse la suprafețe mici, relativ numeroase, de apțian în facies continental (G. Macovei, 1911; G. Macovei și I. Atanasiu, 1934; M. Chiriac, A. Cehlarov, A. Perianu, 1959[1]; M. Chiriac, 1960) și mai puțin de albian în facies marin, glauconitic (Aurelia Bărbulescu, 1959; M. Chiriac, 1960). Senonianul a fost semnalat, numai în foraje, în extremitatea sud-estică a Dobrogei centrale (santonian-campanian-maastrichtian, M. Chiriac, 1968); aparițiile de senonian din partea de nord-est a aceleiași unități (coniacian și santonian, după G. Macovei și I. Atanasiu, 1934; O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1964) reprezintă continuarea spre sud-est a cretacicului din Bazinul Babadag.

Rezultă din datele cunoscute pînă acum că, în partea mijlocie și vestică a Dobrogei centrale, nu se cunosc depozite senoniene nici în aflorimente, nici în foraje. Ni se pare de aceea indicat să semnalăm, în nota de față, cîteva elemente sigure ale unei faune senoniene provenite din această regiune.

Cu prilejul cercetărilor efectuate asupra jurasicului din Dobrogea central-vestică, am menționat, la nord de Topalu (fig. 1), un afloriment de gresii glauconitice cu faună albiană, păstrate într-un relief vechi al calcarelor neojurasice (fig. 2). Cum fauna identificată din aceste gresii (*Neohibolites minimus* List., *N.* sp. aff. *N. strombecki* Müller, *Pycnodonta vesicularis vesiculosa* Sow., dinți de scvali, coprolite de pești) nu conținea nici un indice cronologic zonal, gresiile au fost atribuite albianului în general. Am încercat ulterior să găsim și alte elemente paleontologice care să permită o datare la nivel de zonă, necesară pentru corelarea gresiilor glauconitice de la Topalu cu cele cunoscute în Dobrogea de sud.

---

[1] M. Chiriac, A. Perianu, A. Cehlarov (1959), *Raport asupra zăcămintelor de calcare din regiunea Mireasa, Tirguşor, Gura Dobrogei, Piatra, Năvodari, Capu Midia*, Com. Stat Geol., arh. Inst. geol.

Rezultatul a fost o recoltă relativ bogată de belemnoidee (*Neohibolites*, *Belemnitella*), lamelibranhiate (*Pycnodonta*, *Exogyra*, *Alectryonia*, *Diceras*), brahiopode (*Terebratulidae*), radiole de echinide, dinţi de scvali, coprolite de peşti. Dintr-o fisură mai largă a calcarelor jurasice, umplută cu gresii glauconitice în care sînt incluse numeroase fragmente de ostreide şi belemniţi, provine şi un echinid mare, complet, dar deformat, în care M. Chiriac[2] a recunoscut specia *Echinocorys vulgaris* Breyn.

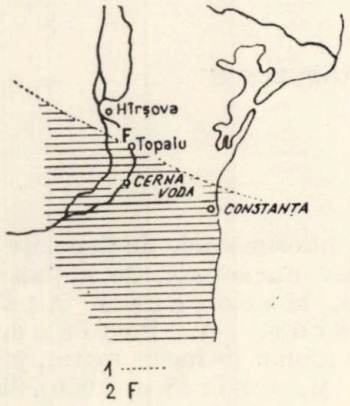


Fig. 1. — Localizarea geografică a punctului fosilifer de la Topalu; *1*, Limita nordică a mării senoniene după G. Macovei şi I. Atanasiu (1934); *2*, punctul fosilifer.

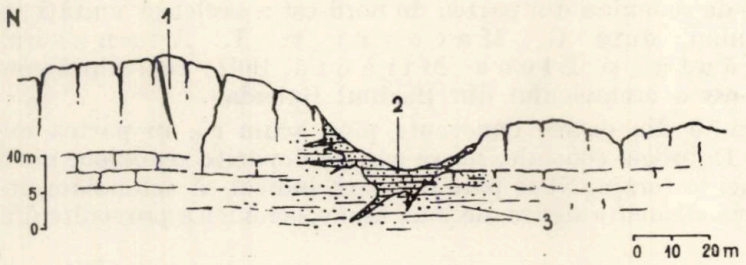


Fig. 2. — Secţiune schematică în jurasicul şi cretacicul din malul Verigii (nord de Topalu).

1, Calcare coraligene neojurasice; *2*, gresii glauconitice; *3*, gresii şi nisipuri glauconitice care îmbracă suprafaţa calcarelor neojurasice şi pătrund pe fisuri.

Un examen al faunei sub raportul conţinutului generic şi specific relevă existenţa, în aceeaşi gresie glauconitică, a unor elemente provenite din calcarele organogene ale neojurasicului (*Alectryonia*, *Diceras*, brahiopode, radiole de echinide), alături de elemente din albian (frecvente exemplare de *Neohibolites minimus*, totdeauna sub formă de fragmente, *Pycnodonta vesiculosa*, în majoritatea cazurilor numai valva stîngă, lipsită de partea postero-inferioară, dar cu regiunea umbonală bine conservată) sau din senonian (*Belemnitella mucronata* Schloth., *Echinocorys vulgaris* Breyn.).

[2] Rămîn foarte obligată geologului M. Chiriac pentru preţioasa indicaţie pe care mi-a dat-o.

Dinţii de peşti nu au fost determinaţi generic încît nu se poate preciza dacă provin din albian sau din senonian. Apartenenţa dinţilor de peşti la jurasic este puţin probabilă deoarece în jurasicul din Dobrogea nu se cunosc decît excepţional dinţi de scvali în calcarele glauconitice ale oxfordianului de la Bălţăgeşti. Coprolitele provin, credem, din albian ; prezenţa lor a fost semnalată în albianul din Platforma Moesică, la vest de Dunăre şi în Dobrogea de sud (I. Costea şi N. Baltes, 1962).

Privită sub raportul modului de conservare, aproape întreaga faună din aceste gresii prezintă evidente semne de transport şi acumulare prin curenţi puternici de ţărm : fragmentare, rulare, fisuri pe diferite direcţii, lipsa unei orientări faţă de suprafeţele de stratificaţie, dimpotrivă, amestec haotic de fragmente cu poziţii foarte diferite unele faţă de altele. O conservare mai bună o prezintă unele exemplare de *Belemnitella* şi *Pycnodonta*, dar şi acestea sînt de multe ori deformate şi fisurate ; ele nu au în nici un caz prospeţimea materialului provenit din senonianul din Dobrogea de sud, deşi sînt foarte asemănătoare. Pentru edificare, prezentăm pe planşa I exemplare de *Belemnitella mucronata* Schloth. [3] din fauna de la Topalu şi din Dobrogea de sud.

Este interesant faptul că interiorul testului de *Echinocorys* este umplut cu o gresie calcaroasă mai dură, mai gălbuie şi mai puţin glauconitică decît roca ce include fauna studiată. Unele exemplare de *Belemnitella* prezintă vîrful alveolei plin cu un material cretos, alb, foarte sărac în glauconit, în timp ce partea terminală a alveolei conţine material grezos verde, foarte bogat în glauconit. Glauconitul a pătruns şi pe fisurile valvelor de *Alectryonia şi Diceras* (remaniate din jurasic), în interiorul brahiopodelor şi al exemplarelor de *Pycnodonta*. Aceste observaţii conduc la concluzia că materialul paleontologic provenit din roci diferite ca vîrstă a fost transportat, înglobat în material grezos glauconitic şi acumulat în excavaţiile din calcarele jurasice cu prilejul unei transgresiuni cretacice (senoniene) care a afectat regiuni mai nordice decît se cunoştea pînă în prezent. Acest mod de acumulare, sub formă de pungi în golurile reliefului carstic stabilit pe calcarele jurasice, a permis conservarea depozitelor cretacice (apţian, albian, senonian) ascunse sub cuvertura de loess care le-a protejat de eroziune. Numai acolo unde această cuvertură, fiind mai subţire, a fost îndepărtată natural (prin eroziune) sau artificial (prin descoperte în cariere) pungile de cretacic sînt puse în evidenţă.

Elementele senoniene din fauna de la Topalu indică, prin comparaţia cu faunele senoniene cunoscute din Dobrogea de sud, prezenţa subetajelor santonian şi campanian. În lucrările mai vechi, speciile *E. vulgaris* şi *B. mucronata* sînt menţionate la acelaşi nivel în Dobrogea de sud, în depozite atribuite maastrichtianului (V. Anastasiu, 1898), sau maastrichtianului şi posibil campanianului (G. Macovei şi I. Atanasiu, 1934). Cercetările foarte detaliate asupra cretacicului din Dobrogea de sud i-au permis lui M. Chiriac (1956) să precizeze că la baza depozitelor senoniene se află santonianul, dispus transgresiv peste diferiţi termeni ai cretacicului. În asociaţia bogată de echinide a santonianului se menţio-

[3] Apartenenţa exemplarelor de la Topalu la specia *Belemitella mucronata* a fost confirmată şi de dr. H. Pugacewska de la Institutul de paleontologie al Academiei de ştiinţe din Varşovia, căreia îi aduc cele mai călduroase mulţumiri.

nează, alături de *Micraster coranguinum*, și specia *E. vulgaris* ; campanianul din Dobrogea include, pe lîngă ostreide și echinide, specia *B. mucronata*. Asociația *M. coranguinum* și *E. vulgaris* este considerată caracteristică pentru santonian ; ea a mai fost menționată recent la noi în țară în santonianul de la Săsciori — Sebeș (C a m e l i a T o m e s c u, 1970). Rezultă deci că cercetările mai noi au stabilit că, în Dobrogea de sud, faunele cu *E. vulgaris* și cele cu *B. mucronata* se raportează la doi termeni stratigrafici diferiți și în succesiune normală. În această situație sînt două posibilități de interpretare a existenței, în același zăcămînt, a faunei albiene și senoniene de la Topalu : sau o suprapunere a materialului ca rezultat a două transgresiuni (albiană și senoniană) care au afectat această regiune, sau ca rezultat al unei singure transgresiuni (senoniană) care a spălat materialul albian, producînd o îmbogățire considerabilă în glauconit, necunoscută în depozitele senonianului.

Prima posibilitate este susținută de o serie de fapte cunoscute : în Dobrogea de sud aproape fiecare etaj al cretacicului este transgresiv, se cunosc numeroase lacune ; tot cu caracter transgresiv se întîlnește paleogenul și neogenul, totalizînd, uneori, în același afloriment, grosimi foarte mici (M. C h i r i a c, 1960 *a*).

Acumularea materialului grezos-glauconitic cu faună polizonală ca rezultat a unei singure transgresiuni (cea senoniană) nu este nici ea exclusă. Se cunosc în Dobrogea remanieri de faune în baza unor serii transgresive : echinide jurasice din Dobrogea centrală remaniate în pietrișurile apțiene de la Cernavoda (G. M a c o v e i și I. A t a n a s i u, 1934), amoniți albieni în cenomanian, turonian și senonian (santonian) în Dobrogea sudică (M. C h i r i a c, 1960 *b*). Trebuie să admitem, în consecință, că fenomenul este posibil, cu atît mai mult cu cît în această regiune, care constituia țărmul nordic al mării cretacicului superior, seriile aveau grosimi foarte mici, fiind, din acest punct de vedere, ușor de îndepărtat. Înlăturarea cuverturii mezozoice (jurasic și cretacic) din Dobrogea centrală s-a făcut, după cum relevă I. R ă d u l e s c u (1965), treptat, de la nord spre sud, în funcție de grosimea cuverturii.

Extinderea senonianului pînă în această regiune, deci cu mult mai la nord decît se cunoștea în aflorimente, a fost presupusă anterior. Pe harta răspîndirii senonianului, din lucrarea asupra cretacicului din România (G. M a c o v e i și I. A t a n a s i u, 1934), ca și în *Atlasul hărților litologo-paleogeografice ale Platformei Ruse* (1960—1961), limita nordică a regiunii acoperite de ape în senonian în Dobrogea centrală trece foarte aproape de punctul fosilifer de la Topalu (fig. 1). Prin descoperirea faunei senoniene de la Topalu se confirmă, astfel, un punct de vedere exprimat cu 40 de ani în urmă.

DONNÉES NOUVELLES SUR LE SÉNONIEN DE DOBROGEA

RÉSUMÉ

Au N de Topalu, en Dobrogea centrale, dans un affleurement de grès glauconitiques où l'on connaissait jusqu'à présent une faune albienne, on signale des éléments paléontologiques appartenant au Sénonien, à

savoir : *Echinocorys vulgaris* Breyn et *Bellemnitella mucronata* Schloth. Une comparaison avec les faunes sénoniennes de la Dobrogea méridionale relève l'existence des sous-étages sénonien et campanien.

L'analyse détaillée du degré de conservation de la faune et celle des conditions du gisement indique des traces de transport et d'accumulation par de forts courants de rivage : fragmentation, roulement, fissures en directions différentes, manque d'orientation, mélange chaotique de fragments ayant des positions très différentes les uns par rapport aux autres, etc. Même les exemplaires de *Bellemnitella*, qui sont mieux conservés, n'ont pas la fraîcheur du matériel provenant de la Dobrogea méridionale, avec lequel ils présentent une ressemblance très marquée.

Partant des observations ci-dessus, on discute les possibilités d'interpréter l'existence de ce gisement polyzonal, conservé comme une poche au milieu d'un vieux relief de calcaires néojurassiques. On peut admettre qu'il s'agit soit d'une accumulation du matériel résultant des deux transgressions (albienne et sénonienne) ayant affecté cette région, soit du résultat d'une seule transgression (sénonienne) qui ait lavé les dépôts albiens et produit un considérable enrichissement en gluaconite.

REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

Anastasiu V. (1898), *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie)*, Thèse, Paris.

Atanasiu I. (1940), *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Lucr. Soc. geogr. „D. Cantemir", **III**, Iași.

Bărbulescu Aurelia (1960), *Asupra prezenței etajului Albian în zona recifului neojurasic de la N de Topalu (raion Hîrșova)*, An. Univ. „C. I. Parhon". Ser. șt. nat., geol.-geogr., *23*.

Chiriac M. (1956), *Contribuțiuni la cunoașterea faunei de echinoide din Dobrogea de sud.*, Bul. șt. Acad. R.P.R., Secț. șt. geol.-geogr, **I**, *1—2*.

— (1960 *a*), *Asupra unor noi iviri de Tortonian în Dobrogea de Sud*, St. cerc. geol., **V**, *1*.

— (1960 *b*), *Reprezentanți ai familiei Turrilitidae Meek în Cretacicul Dobrogei de Sud*, St. cerc. geol., **V**, *3*.

— (1961), În *Ghidul excursiilor, D. Dobrogea*, Congres al V-lea al Asoc. geol. carp.-balc., p. 37—52 și 73—78, București.

— (1968), *Notă explicativă la Harta geologică, scara 1 : 200 000*, foaia 46, Constanța, Com. Stat Geol., Inst. geol, București.

Costea I., Balteș N. (1962), *Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor*, Editura tehnică, București.

Macovei G. (1911), *Sur l'âge et la variation des faciès de terrains sédimentaires de la Dobrogea méridionale*, C. R. Inst. Géol. Roum., **II**.

Macovei Gh., Atanasiu I. (1934), *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé*, An. Inst. Geol. Rom., **XV**.

Mirăuță O., Mirăuță Elena (1964), *Cretacicul superior și fundamentul Bazinului Babadag*, An. Com. geol., **XXXIII**.

Rădulescu I. (1965), *Podișul Casimcea. Considerații paleogeografice*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geografie, **12**, *2*.

TOMESCU CAMELIA (1970), *Orizontarea Santonianului de la Săsciori (Sebeş) pe baza echinoidelor*. D.S. Com. geol., LV (1967—1968).

*** *Atlas litologo-paleogheograficeskih kart russkoi platformi i ee gheosinclinalinogo obramlenia*, scara 1 : 5 000 000, Moscova-Leningrad, 1960—1961, editor şef A. P. Vinogradov; în colegiul de redactare Emilia Saulea pentru R. P. Română.

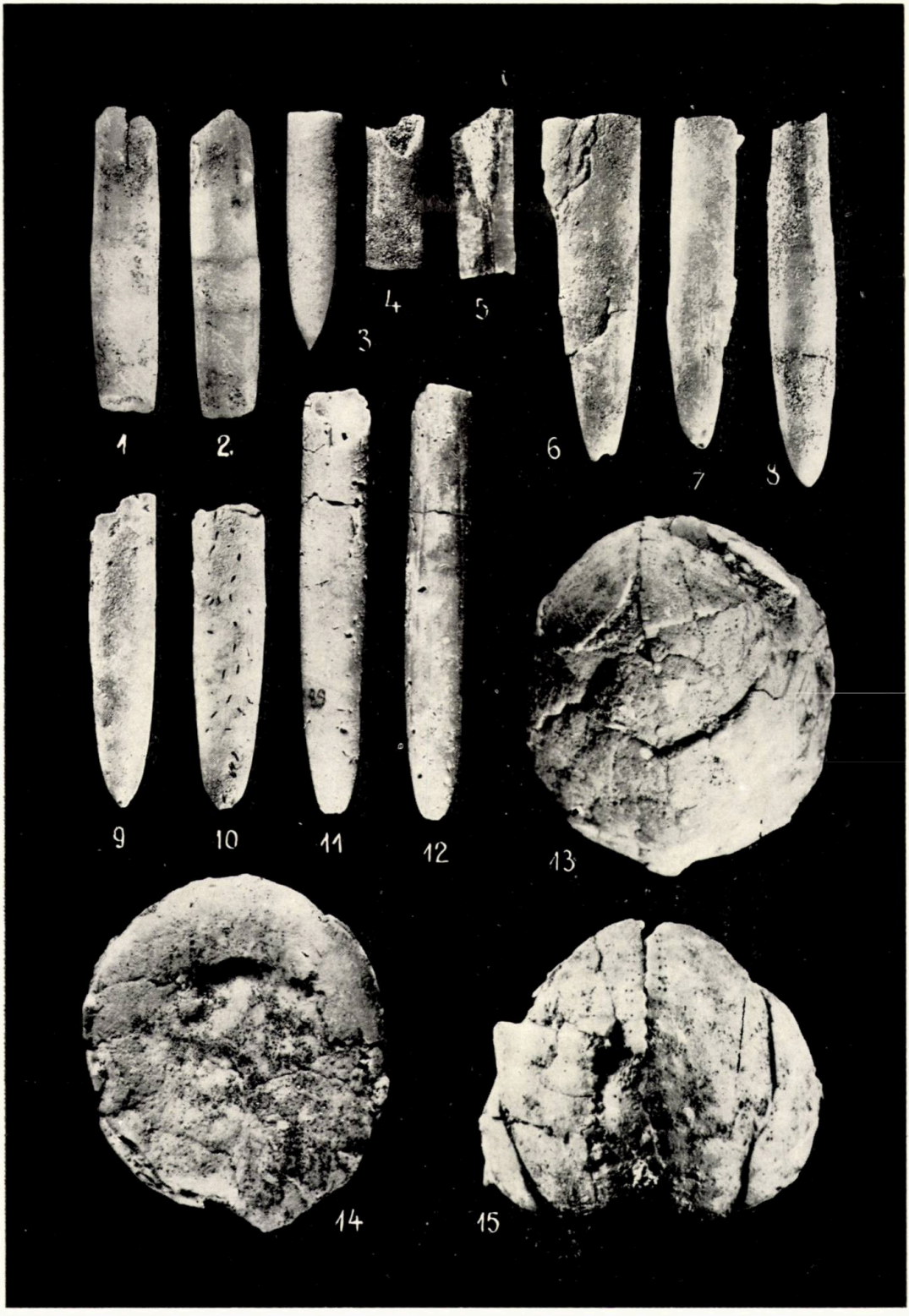
Primit în redacţie la 10 noiembrie 1972

Universitatea Bucureşti
Facultatea de geologie-geografie

Fig. 1—10. — *Belemnitella mucronata* Schloth., senonian, privalul Veriga (N de Topalu).
1. Ventral; *2*. dorsal; *3*. exemplar cu mucronele conservat; *4*. regiunea alveolară umplută cu gresie bogat glauconitică; *5*. secţiune longitudinală (umplutura alveolei constă din material cretos, foarte slab glauconitic); *6—8*, exemplar fisurat şi deformat (*6*. lateral; *7*. dorso-lateral; *8*, dorsal); *9*. exemplar cu mucronele parţial conservat; *10*. exemplar cn numeroase perforaţii de organisme;

Fig. 11—12. — *Belemnitella mucronata* Schloth., senonian, valea Carasu (Satul Nou, Dobrogea de sud); col. T. Neagu.
11, Lateral; *12*, dorsal

Fig. 13—15. — *Echinocorys vulgaris* Breyn., privalul Veriga nord de Topalu.
13, Vedere apicală; *14*. vedere ventrală; *15*. vedere laterală (partea anterioară).


1
2.
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

ASUPRA PREZENȚEI SARMAȚIANULUI SUPERIOR (KERSONIAN) ÎN REGIUNEA DE LA EST DE SATU NOU (SUD-ESTUL BAZINULUI TRANSILVANIEI)

DE

IOAN GRĂF, GERTRUDA RADO, GHEORGHE MITREA

55(05)

La est de localitatea Satu Nou, în versantul drept al pîrîului Românilor (afluent estic al Homorodului Mic), am găsit, la partea inferioară a unui complex nisipos-conglomeratic, un nivel fosilifer care conține o bogată asociație de mactre caracteristice sarmațianului superior.

Încă de la primele cercetări geologice efectuate în Bazinul Transilvaniei a fost evidențiată răspîndirea mare a depozitelor sarmațiene în acest bazin (Fr. Hauer și G. Stache, 1863; A. Koch, 1900).

Concomitent și delimitarea acestor depozite, față de cele din culcuș și acoperiș, a constituit o preocupare. La început, geologii în cercetările lor au urmărit descoperirea unor argumente paleontologice pentru datarea etajului sarmațian luat în ansamblu (D. Ciupagea și A. Vancea, 1937; A. Vancea, 1938, 1942; E. Jekelius, 1943). În regiunile centrale ale bazinului, unde aceste argumente sînt mai greu de găsit, s-a apelat, pentru a delimita sarmațianul, la nivele de tuf reper, tuful de Ghiriș în bază și tuful de Bazna la partea superioară (I. Mrazec și E. Jekelius, 1927; A. Erni, 1929; D. Ciupagea, 1935; A. Vancea, 1938).

Mult mai tîrziu s-a pus problema dacă între tortonian și sarmațian și, respectiv, sarmațian-pliocen există sau nu continuitate de sedimentare și, legat de aceasta, dacă sarmațianul în Bazinul Transilvaniei este dezvoltat complet, sau este reprezentant numai parțial (M. Ilie, 1958; A. Vancea, 1960, 1967). Dacă continuitatea de sedimentare dintre sarmațian și, implicit, dezvoltarea sarmațianului în întregime sînt admise de M. Ilie (1958), A. Vancea (1965, 1967) în legătură cu această limită nu găsește suficiente argumente paleontologice, pe baza cărora să poată dovedi existența sarmațianului superior (kersonianului) în Bazinul Transilvaniei. Discutînd limita miocen-pliocen în acest bazin, ultimul autor (1967) ajunge la concluzia că sarmațianul mediu este urmat transgresiv de pliocen, prezența sarmațianului superior neputînd să fie

St. cerc. geol, geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 235–244, București, 1973

demonstrată nici cu ajutorul microfaunei. Aceeaşi părere se desprinde şi din prezentarea sarmaţianului făcută de D. Ciupagea, M. Paucă şi Tr. Ichim (1970).

Faţă de această situaţie, descoperirea unei asociaţii de mactre, care dovedeşte existenţa sarmaţianului superior într-o zonă situată la marginea de sud-est a Bazinului Transilvaniei, prezintă un interes deosebit.

Sarmaţianul din împrejurimile localităţii Satu Nou (bazinul Homorodului Mic) este deschis pe versantul drept al pîrîului Românilor (fig. 1). Profilul geologic la care se face referinţă în lucrarea de faţă traversează depozitele sarmaţiene pe o grosime de aproximativ 400 m.

În ansamblu, s-au deosebit două complexe litologice majore, unul bazal predominant marnos şi altul superior puternic nisipos (fig. 2). În cadrul acestora s-au identificat mai multe pachete litologice caracteristice. Complexul inferior începe în bază (circa 40 m) cu o succesiune de strate de 0,05—0,20 m grosime, formate din nisipuri gălbui cu granulaţie fină şi medie, slab micafere, în alternanţă cu marne vineţii şi cu intercalaţii neregulate sau sporadice de argile şi gresii ruginii-gălbui, în strate centimetrice. Acestea prezintă deseori urme de plante incarbonizate pe feţele de stratificaţie.

Depozitele imediat superioare sînt alcătuite din microconglomerate (circa 1 m), un banc de tuf grezos de culoare albă (circa 2 m) şi marne vinete-cafenii în strate decimetrice, între care se intercalează nisipuri tufacee şi tufuri marnoase în strate subţiri (circa 30 m).

Urmează un segment (circa 200 m) care completează succesiunea litologică a sarmaţianului marnos, mai slab deschis pe valea Românilor. Prin analogie cu alte profile observate la sud de valea Românilor, această parte este alcătuită din marne de culoare cenuşie-gălbue, mai compacte şi bine stratificate, cu frecvente intercalaţii centimetrice şi decimetrice de nisipuri gălbui slab cimentate.

Luat în ansamblu, complexul marnos este bogat în faună de moluşte, cu specii caracteristice pentru sarmaţianul inferior (volhinian). Nivelele fosilifere se întîlnesc chiar din bază şi cuprind în general aceleaşi asociaţii pe toată grosimea complexului. Punctele fosilifere cu fauna cea mai variată în specii sînt amplasate pe profilele de la sud-est de Satu Nou şi urcă pînă la cîţiva metri sub limita cu complexul următor, nisipos conglomeratic. Din asociaţia determinată citäm : *Loripes dentatus* (Defr.), *Abra reflexa* (Eichw.), *Mactra* (*Sarmatimactra*) *eichwaldi* Lask., *Ervilia dissita dissita* (Eichw.), *Ervilia dissita andrussovi* Koles., *Cardium* (*Cerastoderma*) *vindobonense* Lask., *Cardium* (*Cerastoderma*) *plicatum pseudoplicatum* Friedb., *Tapes tricuspis tricuspis* (Eichw.), *Tapes aksajicus* Bog., *Tapes vitalianus* (d'Orb.), *Musculus sarmaticus* (Gat.), *Mohrensternia pseudoangulata pseudoangulata* (Hilb.), *Hydrobia* (*Hydrobia*) *andrussowi andrussowi* Hilb., *Cerithium* (*Vulgocerithium*) *rubiginosum rubiginosum* Eichw., *Pirenella picta mitralis* (Eichw.), *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana lajonkaireana* (Bast.).

Transgresiv, peste depozitele descrise mai sus, apar în malul drept al pîrîului Românilor nisipuri masive aparţinînd complexului superior al sarmaţianului.

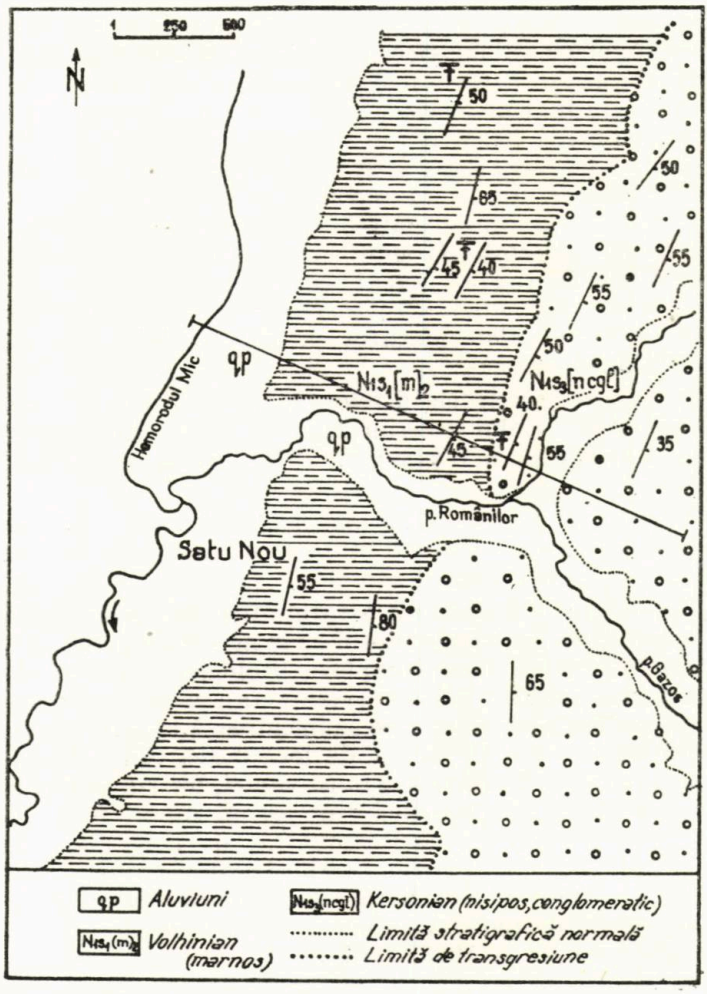


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii est Satu Nou.

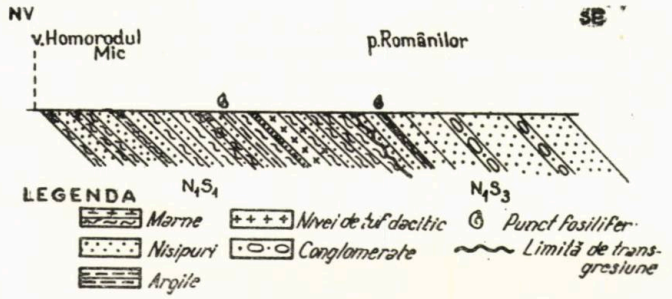


Fig. 2. — Profil geologic schematic pe cursul inferior al pîrîului Românilor.

Acesta începe cu un pachet nisipos marnos de circa 60 m grosime, constituit din bancuri submetrice de nisipuri gălbui, fine, uşor micacee, în cuprinsul cărora se separă marne vineţii argiloase parţial nisipoase cu frecvente impresiuni de plante. În dreptul confluenţei pîrîului Gazos cu pîrîul Românilor, în baza treimii superioare a acestui pachet, pe o grosime stratigrafică de circa 2 m, apar nivelele lumaşelice formate exclusiv din mactre, cantonate atît în intercalaţiile marnoase, dar mai ales în nisipuri. Au fost determinate următoarele specii : *Mactra* (*Sarmatimactra*) *podolica* Eichwald, *Mactra* (*Sarmatimactra*) *timida* Zhizhchenko, *Mactra* (*Sarmatimactra*) *bulgarica crassicolis* Sinzov, *Mactra* (*Sarmatimactra*) *caspia* Eichwald, *Mactra* (*Sarmatimactra*) *caspia acuminata* Zhizhchenke, *Mactra* (*Sarmatimactra*) cf. *alata* Macarovici, *Mactra* (*Sarmatimacta*) cf. *orbiculata tumida* Macarovici.

Din analiza acestei asociaţii reiese clar că majoritatea speciilor sînt caracteristice sarmaţianului superior, aşa cum rezultă din literatura consultată (Emilia Kojumdjieva, 1970; N. Macarovici 1953, 1940, 1944).

Nisipurile de la partea terminală a complexului aparţinînd sarmaţianului superior formează bancuri masive cu trovanţi şi prezintă, deseori, intercalaţii de conglomerate.

Din prezentarea succesiunii stratigrafice de pe cursul inferior al pîrîului Românilor se desprinde faptul că în această regiune se evidenţiază în cadrul sarmaţianului două complexe litologice : un complex marnos ce aparţine sarmaţianului inferior (volhinian), urmat transgresiv de un complex nisipos conglomeratic, care se încadrează la sarmaţianul superior. Rezultă deci, că în zona de la est de localitatea Satu Nou, situată pe marginea sud-estică a Bazinului Transilvaniei, nu s-a identificat sarmaţianul mediu. Situaţia stratigrafică din această zonă diferă însă de aceea constatată în restul bazinului. Informaţiile de care dispunem pînă în prezent în legătură cu răspîndirea sarmaţianului în Bazinul Transilvaniei arată, atît la suprafaţă cît şi în foraje, prezenţa subetajului bessarabian ca ultim termen şi, dimpotrivă, absenţa depozitelor de vîrstă sarmaţian superioară (A. Vancea, 1965, 1967).

Neidentificarea sarmaţianului mediu în zona de la est de Satu Nou trebuie explicată în consecinţă prin exondarea acestui teritoriu din partea de sud-est a bazinului, în acest interval stratigrafic, iar prezenţa sarmaţianului superior printr-o invazie a apelor din regiuni extracarapatice. În favoarea acestei supoziţii vorbesc înainte de toate acele specii de *Mactra* care au fost găsite şi în bazine situate şi la exteriorul Carpaţilor : *Mactra* (*Sarmatimactra*) *bulgarica crassicolis* Sinz., *Mactra* (*Sarmatimactra*) *caspia* Eichw.

În sprijinul unei astfel de interpretări vine şi specia *Mactra bulgarica* var. *elongata* Mac. citată de Victoria Lubenescu (1971)[1] în panonianul de la vest de Miercurea Sibiului, într-o regiune tot limitrofă, situată în partea sudică a Bazinului Transilvaniei.

---

[1] Comunicare prezentată la Institutul geologic sub titlul : *Observaţii asupra unor faune mixte în pannonianul de la vest de Miercurea Sibiului.*

Dealtfel, M. P a u c ă (1967) admite legătura între Bazinul Transilvaniei și bazinele extracarpatice încă din tortonian, ca fiind dovedită de descoperirea unor depozite tortoniene de către M. I l i e și Șt. R o t a r u (1965) pe cursul superior al văii Lotrului (culoarul Oltului).

Din nisipurile și marnele ce aflorează în malul drept al pîrîului Românilor (1 km est de localitatea Satu Nou) au fost recoltate peste 65 de specimene aparținînd genului *Mactra*. În general, mactrele se găsesc sub formă de mulaje externe, conservîndu-se parțial cochilia. Se constată că, deși la unele exemplare valvele sînt destul de groase, ele se rup foarte ușor, fiind foarte friabile. Din valvele subțiri se păstrează în special partea din stratul intern, care a aderat mai bine la rocă. Cu toate caracterele menționate, starea exemplarelor recoltate nu indică urmele unui transport prealabil, deoarece părțile din cochilie, atașate mulajelor, nu prezintă fenomene care să arate o rulare în urma unei deplasări. De remarcat faptul că dimensiunile exemplarelor de *Mactra*, aparținînd la specii diferite, sînt destul de apropiate, ceea ce indică o sortare a materialului recoltat. De asemenea se constată lipsa indivizilor foarte tineri. Este posibil ca această sortare să fi fost condiționată de înrăutățirea condițiilor de viață (scăderea salinității), ceea ce a dus la dispariția exemplarelor tinere, care nu s-au putut adapta la noile condiții de viață, cărora le-au rezistat doar cele adulte.

Prin spălarea unor fragmente din rocile pe care s-au găsit mulajele recoltate au putut fi separate porțiuni din umbone cu dentiție. Acestea au dat puncte de sprijin, care nu pun la îndoială apartenența formelor la genul *Mactra*. Alte macrofosile nu au fost întîlnite. Ca microfosile, din materialul spălat, nu au fost recoltate decît cîteva valve de ostracode cu un test foarte subțire, umplut cu rocă care nu a putut fi detașată. Din lipsa unor caractere morfologice esențiale, valvele recoltate au fost atribuite genului *Pseudopsammocythere*[2].

Din asociația de mactre determinate, majoritatea speciilor aparțin sarmațianului superior. Excepție o constituie specia *Mactra* (*Sarmatimactra*) *podolica* Eichw., care se întîlnește și în sarmațianul mediu (în sensul dat de E m i l i a K o j u m d j i e v a în 1970, care include în sinonimie și specia *M. naviculata*).

Mactrele recoltate pe pîrîul Românilor, spre deosebire de cele specifice sarmațianului mediu, din care au evoluat (caracterizate prin dimensiuni mult mai mari și prin valve groase), sînt mult mai mici.

În privința relațiilor filogenetice ale speciilor recoltate, aparținînd sarmațianului superior, după E m i l i a K o j u m d j i e v a (1970) ele fac parte din două ramuri care au pornit de la specia *Mactra* (*Sarmatimactra*) *eichwaldi* Lask., caracteristică sarmațianului inferior. Una din aceste ramuri este reprezentată prin specia *Mactra* (*Sarmatimactra*) *podolica* Eichw., cu o cochilie subțire și alungită, ce se continuă și în sarmațianul superior, din care au evoluat majoritatea speciilor recoltate, ca: *Mactra* (*Sarmatimactra*) *timida* Zhizhch., *Mactra* (*Sarmatimactra*) *caspia* Eichw., *Mactra* (*Sarmatimactra*) cf. *alata* Mac., *Mactra* (*Sarmatimactra*) cf.

---

[2] Determinare făcută de E l i s a b e t a H a n g a n u.

orbiculata tumida Mac. Cea de a doua ramură este reprezentată în depozitele studiate prin subspecia *Mactra* (*Sarmatimactra*) *bulgarica crassicolis* Sinz..

Prezența numai a speciilor de *Mactra* în nisipurile sarmațian superioare de pe pîrîul Românilor dovedește o reducere mare a salinității apelor în bazinul în care au trăit. Din această cauză au dispărut celelalte genuri de moluște eurihaline, întîlnite în depozitele aparținînd sarmațianului. Același fenomen s-a produs și cu foraminiferele din bazinul studiat, și de aceea în nisipurile sarmațianului superior nu au mai fost întîlnite decît ostracode și acestea de dimensiuni foarte reduse și cu un test foarte friabil.

Mactrele sînt lamelibranhiate euridafe, care pot trăi pe orice fel de substrat, la adîncimi ce nu depășesc 50 m, însă substratul preferat este cel nisipos sau marno-nisipos, așa cum este cazul nivelului cu mactre de pe pîrîul Românilor. Această situație reprezintă și ea un argument ce pledează în favoarea unei fosilizări pe locul unde au trăit speciile determinate.

Grosimea cochiliei depinde în mare măsură și de temperatura apelor. N. Macarovici (1969) a arătat că dimensiunile reduse și subțierea cochiliei la mactrele din sarmațianul superior din Podișul Moldovenesc și din partea sudică a Dobrogei se datorește unei îndulciri mai pronunțate a apei și a unei temperaturi mai scăzute a acesteia.

Se poate aprecia, deci, că și în bazinul văii Homorodului Mic, în care au trăit speciile de *Mactra* determinate, au existat condiții de temperatură mai scăzută, fapt care a determinat și subțierea cochiliilor, în comparație cu cele ale mactrelor întîlnite în depozitele sarmațiene din alte regiuni ale Bazinului Transilvaniei.

Comparînd asociația de mactre identificată în sarmațianul superior (kersonian) de la est de localitatea Satu Nou (sud-estul Bazinului Transilvaniei) cu asociațiile de aceeași vîrstă din alte bazine, în care acest subetaj este bine reprezentat faunistic (tabelul nr. 1), se constată o mare

Tabelul nr. 1

Răspîndirea geografică a speciilor genului *Mactra* de la Satu Nou

Specia	Platforma Moldovenească	Regiunea dintre Jiu și Olteț	Dobroega	Crimeea — Caucaz	R. S. Moldovenească	Bulgaria
Mactra (*Sarmatimactra*) *podolica* Eichw.				+		+
Mactra (*Sarmatimactra*) *timida* Zhizhch.				+		+
Mactra (*Sarmatimactra*) *bulgarica crassicolis* Sinz.		+	+	+	+	
Mactra (*Sarmatimactra*) *caspia* Eichw.	+	+	+	+	+	+
Mactra (*Sarmatimactra*) cf. *orbiculata* Eichw.				+		
Mactra (*Sarmatimactra*) cf. *orbiculata tumida* Mac.	+				+	
Mactra (*Sarmatimactra*) cf. *alata* Mac.	+				+	+

asemănare cu asociațiile descrise în Crimeea — Caucaz și în Bulgaria. De asemenea, unele din speciile identificate prezintă mari afinități cu speciile întîlnite în Podișul Moldovenesc.

Din fauna determinată, cea mai largă răspîndire regională o au speciile *Mactra* (*Sarmatimactra*) *caspia* Eichw. și *Mactra* (*Sarmatimactra*), *bulgarica crassicolis* Sinz., specii caracteristice pentru sarmațianul superior.

Asociația de mactre de pe pîrîul Românilor (afluent al Homorodului Mic) este prima asociație caracteristică sarmațianului superior (kersonian) găsită *in situ* în Bazinul Transilvaniei. Astfel, se aduce dovada existenței acestui subetaj în partea sud-estică a acestui bazin.

CONCLUZII

Legat de problema stabilirii relațiilor stratigrafice dintre depozitele miocene și pliocene în Bazinul Transilvaniei, s-a ajuns în cercetări anterioare, pe bază de argumente micropaleontologice, la concluzia că, în general, pliocenul stă transgresiv pe depozitele aparținînd sarmațianului mediu. Astfel, a fost constatată lipsa sarmațianului superior, prezența acestuia neputîndu-se demonstra nici macro-, nici microfaunistic.

Prin descoperirea unei asociații bogate de mactre cu specii caracteristice pentru sarmațianul superior, se aduc acum dovezi paleontologice pentru argumentarea existenței acestui subetaj în partea de sud-est a Bazinului Transilvaniei (est Satu Nou), reprezentat prin depozite psefitopsamitice. Acestea se dispun transgresiv pe un complex pelitic, aparținînd sarmațianului inferior, bogat în asociații de moluște care vin în sprijinul acestei vîrste. La rîndul lui, orizontul psefitopsamitic suportă tot transgresiv depozite de vîrstă pliocenă (ponțian) caracterizate printr-o asociație variată de planorbide.

UBER DAS VORHANDENSEIN DES OBEREN SARMAT (KERSON) IM GEBIET OSTLICH VON SATU NOU (SÜD-OSTLICHER TEIL DES SIEBENBURGISCHEN BECKENS)

HUSAMMENFASSUNG

Sarmatische Ablagerungen sind östlich des Dorfes Satu Nou, am rechten Ufer des Românilor Baches, în einer Mächtigkeit von 400 m, sufgeschlossen. Im allgemeinen können hier zwei lithologische Hauptkomplexe, gesondert werden. Der untere Komplex (ca. 300 m) in dem Mergel und Tone vorherrschen, wird durch eine reiche Molluskenfaunengesellschaft gekennzeichnet, die diesen Komplex ins untere Sarmat (Volhinien) eingliedert.

Transgresiv, folgt ein Sand — und Konglomeratkomplex (ca 100 m), der dem oberen Sarmat (Kersonien) angehärt. Im unteren Drittel dieses Komplexes befindet sich eine 2 m mächtige Sandbank, in der häufige Mactraarten vorkommen, von denen folgende determiniert werden konnten : *Mactra* (*Sarmatimactra*) *podolica* Eichw., *M.*(*S.*) *timida* Zhizhch.,

M. (S.) bulgarica crassicolis Sinz., *M.(S.) caspia* Eichw., *M. (S.) caspia acuminata* Zhizhch., M. (S.) cf. *alata* Mac., und *M.(S.)* cf. *orbiculata tumida* Mac.. Angeführte Mactragesellschaft ist typisch für das obere Sarmat.

Daraus geht hervor, daß im Gebiet östlich des Dorfes Satu Nou, welches im süd-östlichen Küstenbereich des Siebenbürgischen Beckens liegt, das mittlere Sarmat (Bessarabien) nicht vertreten ist.

Die stratigraphische Lage des Sarmats aus diesem Gebiet ist jedoch verschieden im Vergleich zu derjenigen aus dem übrigen Teil des Siebenbürgischen Beckens, wo sowohl aus Aufschlüssen wie auch aus Tiefbohrumgen, das mittlere Sarmat als letzte Unterstufe des Sarmats bekannt ist (A. Vances, 1965, 1967).

Das Fehlen dieses Zeitabschnittes (Bessarabien) im Gebiet östlich von Satu Nou, kann auf eine Exondierung dieses Gebietes zurückgeführt werden. Andererseits, ist das Vorhandensein von Ablagerungen die dem oberen Sarmat (Kersonien) angehören im übrigen Teil des Siebenbürgischen Beckens nicht bekannt. Dieser Umstand kann durch eine Invasion der obersarmatischen Gewässer aus den außerkarpatischen Becken erklärt werden. Das Vordringen der Meeresgewässer aus südlicher Richtung hat im oberen Sarmat, nur südliche Randgebiete des Siebenbürgischen Beckens erreicht. Für eine solche Annahme sprechen in erster Reihe diejenigen Mactraarten die gemeinsam im Gebiet östlich von Satu Nou, sowie in extrakarpatischen Gebieten vorkommen. *Mactra(Sarmatimactra) caspia* Eichw., *M.(S.) bulgarica crassicolis* Sinz./.

BIBLIOGRAFIE

Belokrîs L. S. (1963), *Ob evoliuții sarmatskih mactrid v Borisfenskom zalive*, Paleont. Jurnal, **1**, Moscova.

Chiriac M. (1960), *Notă asupra depozitelor sarmațiene din Dobrogea*, Com. Acad. R.P.R., **X**, 7.

Ciupagea D. (1935), *Nouvelles données sur la structure du Bassin transylvain*, Bul. Soc. Rom. geol., **II**, București.

Ciupagea D., Vancea A. (1937), *Quelques points fossilifères inconnus du bassin de Transylvanie*, Bul. Soc. Rom. geol., **III**, București.

Ciupagea D., Paucă M., Ichim Tr. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Edit. Acad. R.S.R., București.

Davitașvili L. S. (1932), *Rukovodiașcie iskopaemîe neftenosnîh raionov Krîmsko-Kafkaskoi oblasti*, Tr. Gos. Islodov. Neft. Inst., Moscova — Leningrad.

Erni A. (1929), *Étude sur les gisements de gaz naturels de Transylvanie*, Inst. Nat. roum. pour l'étude de l'aménagement et de l'utilisation des sources d'énergie, București.

Grăf I., Pană I., Fesci V. (1971), *Die Sarmat-Mäol Grenze im Gebiet des oberen Archita-Tals östlich von Sighișoara (R. S. Rumänien)*, Geologie, Jahrg. 20, Heft 1, Akad. Verlag, Berlin.

Ilie M. (1958), *Podișul Transilvaniei*, Edit. științifică, București.

Ilie M., Rotaru Ștefania (1965), *Un nou bazin miocen intramontan descoperit prin lucrările I.S.P.H. în munții Lotrului*, Ses. tehn. științifică, Minist. Energ. Electr., București.

Jekelius E. (1943), *Das Pliozän und die Sarmatische Stufe im Mittleren Donaubecken*, An. Inst. geol. Rom., **XXII**.

Koch A. (1900), *Die Tertiärbildungen des Beekens der Siebenbürgischen Landesteile*, **II**, *Neogene*, Abteilung, Ung. Geol. Gesellsch., Budapesta.

Kojumdjieva Emilia (1970), *Razvitie na sarmatskite moliuski*, Bull. of. the Inst. Geol. Ser. Paleont,. **XIX**, Sofia.

MACAROVICI N. (1935), *Les mactres sarmatiques de l'est et du sud-est de la Roumanie*, Ann. Scient. Univ. Iassy, **XXI**, *1—4*.

— (1944), *Sur les mactres du sarmatien supérieur dans la vallée de Gugiurgan (District de Tiraspol, Ukraïne)*, Ann. Scient. Univ. Iassy, **XXX**, *1—2*,

— (1969), *Considérations critiques sur les espèces de Mactra du sarmatien de la Roumanie*, Anal. șt. Univ. Iași, Geologie, **XV**.

MRAZEK L., JEKELIUS E. (1927), *Aperçu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie et sur les gisements de gaz*, Guide des excursions, București.

PAUCĂ M. (1967), *Contribuții la geneza zăcămintelor de săruri miocene din România*, D. S. Com. geol., **LIII** (1965—1966).

SIDOROVA H. P. (1960), *K sistematike sarmatskih mactrid*, Paleont. Jurnal, **2**, Moscova.

TUDOR MIRA (1955), *Stratigrafia și fauna depozitelor tortoniene și sarmațiene dintre Jiu și Olteț*, Edit. Acad. R.P.R., București.

VANCEA A. (1938), *Contributions à l'étude géologique de la formation à gaz de la Cuvette Transylvaine*, An. Inst. geol. Rom., **XIX**.

— (1942), *Geologische Untersuchungen im westsüdwestlichen Gebiet des Siebenbürgischen, Beckens*, Bul. Soc. geol. Rom., **V**,

— (1960), *Neogenul Bazinului Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., București.

VANCEA A., UNGUREANU L. (1960), *Asupra corelării depozitelor mio-pliocene din Bazinul Transilvaniei pe bază de microfaună*, St. cerc. geol., **V**.

VANCEA A. (1965), *Geologia regiunii de la N de Tg. Mureș*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.

— (1967), *Limita miocen-pliocen în Bazinul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

ZHIZHCHENKO B. (1934), *Miofenovie molliuski vostocinovo Predkavkazia*, Tr. Neft. Geol. — Razv. Inst., Seria A, *38*, Leningrad — Moscova.

Primit în redacție la 8 mai 1972

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi
și
Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie

Fig. 1,2,3,5,6,7,8,10,11,12,13,14,15,16,17,18,19,21,24. — *Mactra* (*Sarmatimactra*) *podolica* Eichwald ; × 1.
Fig. 4,20,22,23,25. — *Mactra* (*Sarmatimactra*) *timida* Zhizhchenko ; × 1.

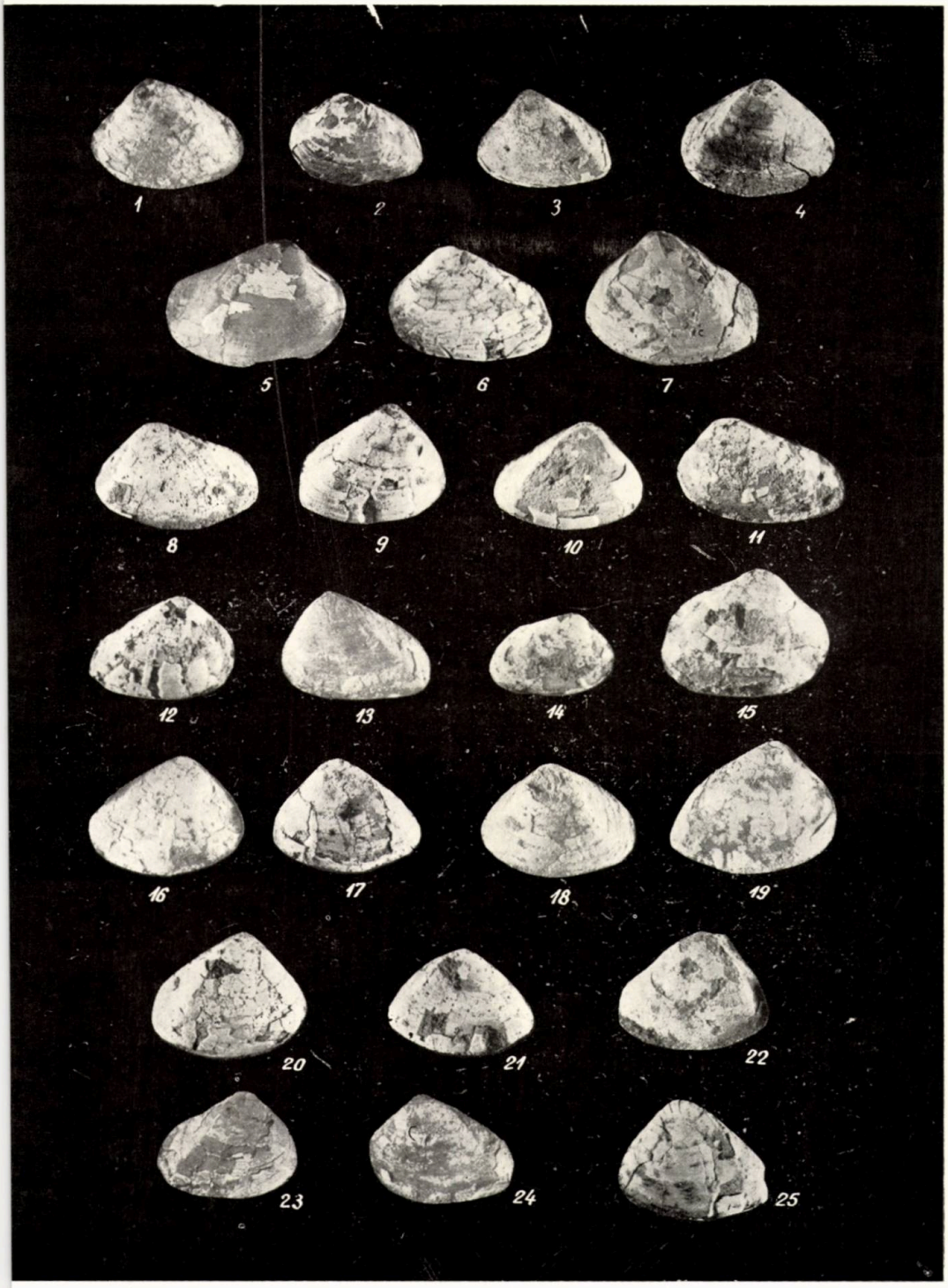
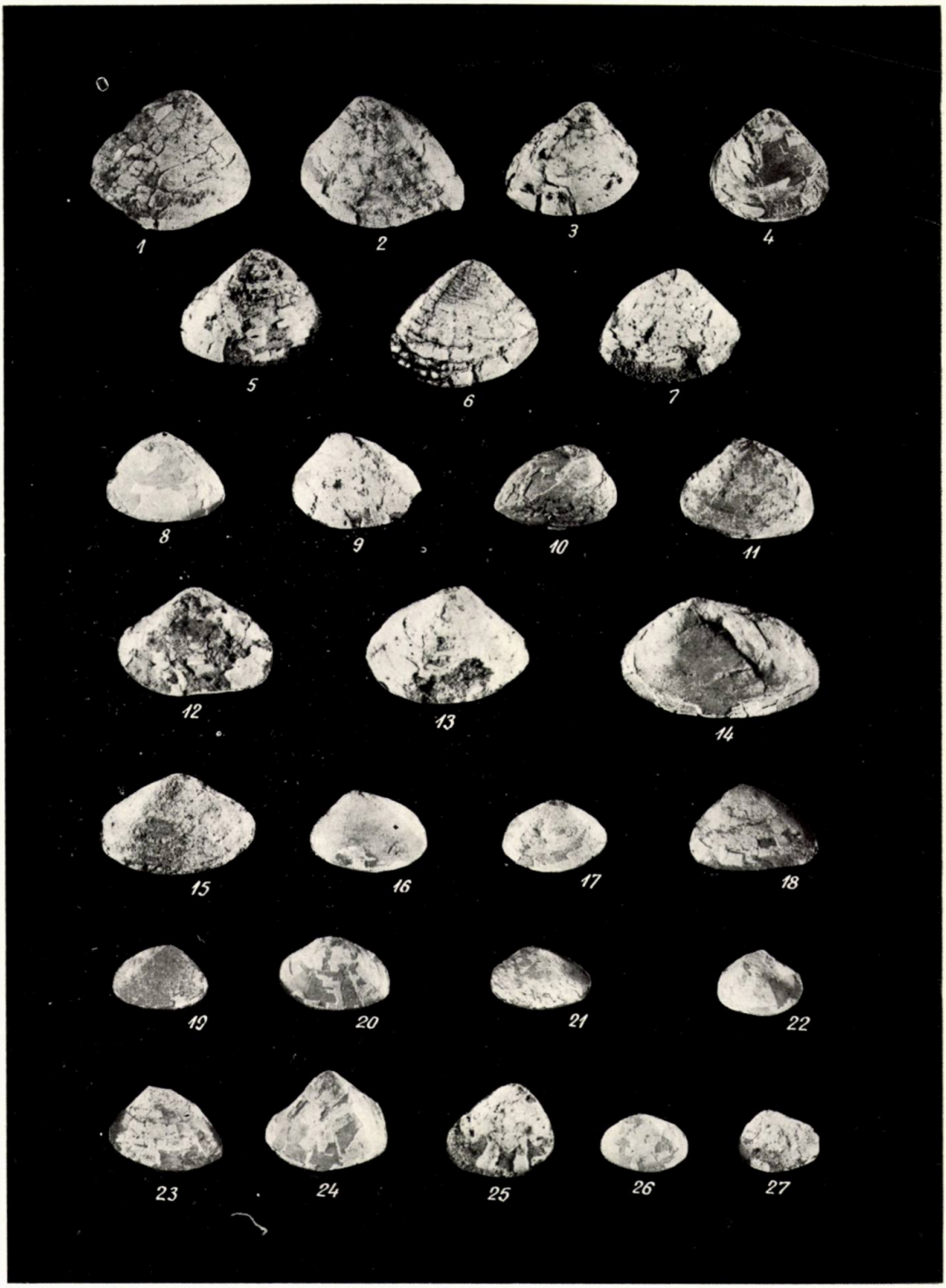

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

Fig. 1,2,3,5,6,24,25. — *Mactra* (*Sarmatimactra*) *bulgarica crassicolis* Sinzov ; × 1.
Fig. 4. — *Mactra* (*Sarmatimactra*) cf. *orbiculata tumida* Macarovici ; × 1.
Fig. 8,9,10,11,23.— *Mactra* (*Sarmatimactra*) *timida* Zhizhchenko ; × 1.
Fig. 12,13. — *Mactra* (*Sarmatimactra*) cf. *alata* Macarovici ; × 1.
Fig. 14. — *Mactra* (*Sarmatimactra*) *caspia acuminata* Zhizhchenko, × 1.
Fig. 15,16,17,18,19,20,21,22,26,27. — *Mactra* (*Sarmatimactra*) *caspia* Eichwald ; × 1.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27

CONSIDERAȚII PALEONTOLOGICE ȘI SEDIMENTOLOGICE PRIVIND EVOLUȚIA OSTRACODELOR ÎN EOCENUL DE LA VEST DE CLUJ

DE

RADU OLTEANU, BOGDAN POPESCU

55(05)

Este notoriu faptul că formațiunile eocene din Bazinul Transilvaniei conțin o faună fosilă extrem de bogată și variată. Dacă ne referim la progresul constant înregistrat în studiul macrofaunei eocene, constatăm că microfauna a fost examinată sporadic, în general fiind considerată un auxiliar, puțin convingător, al unor studii biostratigrafice ce au fost efectuate în această zonă.

În ansamblul microfaunistic al eocenului din Bazinul Transilvaniei, ostracodele ocupă un loc aparte datorită adundenței, varietății și răspîndirii acestor microfosile în aproape toate formațiunile eocenului. Cu toate acestea, după cum am mai amintit, nu se cunosc lucrări dedicate studiului ostracodelor din suita eocenă din Transilvania.

Date fiind cele enunțate, adăugînd și dificultățile ce apar în studiul de detaliu al acestor taxoni, referințe asupra ostracodelor eocene apar doar în cîteva lucrări.

A. Koch (1894) citează în monografia sa asupra terțiarului din Transilvania cîteva specii de ostracode din „stratele cu *perforata*" și din orizontul calcarului de Cluj. După cum menționează autorul, determinările specifice au fost făcute de Emerich Hejjas. Pavay (1871) amintește prezența ostracodelor și în orizontul marnelor cu briozoare. Va trece peste o jumătate de secol pînă la apariția primelor lucrări ale lui I. Z. Barbu (1956, 1963) în care, pe lîngă alte microfosile, sînt prezentate și unele specii de ostracode de vîrstă lutețiană și priaboniană. Apoi, Mariana Iva[1] adaugă listei de ostracode eocene cunoscute pînă la acel moment cîteva specii din stratele de Cluj, orizontul marnelor cu briozoare și din stratele de Mera.

---

[1] N. P. Pion și colab. (1970), *Sinteza geologică asupra formațiunilor paleogene de pe rama de NV a Bazinului Transilvaniei cu privire specială asupra perspectivelor de substanțe minerale utile*, arh. Inst. geol.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 245–260, București, 1973

Acest studiu își propune să arunce o nouă lumină asupra importanței ostracodelor în biozonarea eocenului din Bazinul Transilvaniei și a legăturii dintre evoluția lor și condițiile de sedimentare.

În linii mari, după cum a arătat și Gr. Răileanu și Emilia Saulea (1957), formațiunile eocene din vestul Bazinului Transilvaniei pot fi împărțite în două serii cu depozite predominant marine separate printr-o serie de argile roșii presupuse a fi de origine fluvio-lacustră. Ostracodele apar numai în cele două serii marine.

După cum se cunoaște, nicăieri în Bazinul Transilvaniei nu apare un profil pe care să afloreze întreaga succesiune eocenă. De aceea, succesiunea pe care o prezentăm este compusă din mai multe profile, majoritatea din localitățile tip ale stratotipurilor formațiunilor eocene.

Suita eocenă este compusă din următorii termeni (tabelul nr. 1), a căror cronostratigrafie a fost recent pusă la punct de către G. Bombiță (1964) și G. Bombiță și V. Moisescu (1968):

1. Complexul argilelor roșii inferioare și orizontul gipsurilor inferioare nu conțin o microfaună cu ostracode, de aceea nu vom face o descriere detaliată a litologiei acestor formațiuni. Menționăm totuși că în secțiunile subțiri efectuate în dolomitele cu *Anomya* de la partea superioară a orizontului gipsurilor inferioare s-au observat și testuri subțiri, ovale, care pot fi atribuite ostracodelor.

2. Orizontul marnelor inferioare cu moluște debutează printr-un pachet de marne siltice, sau nisipoase, pe marginea bazinului, sau prin marne pelitice cu rare intercalații de marne nisipoase și siltice, spre centrul bazinului. În acest pachet bazal este cantonat nivelul biostratigrafic cu *Gryphaea esterhazyi*, nivel caracteristic zonelor apropiate de rama bazinului (Căpuș, Gilău etc.). Spre centrul bazinului (ex. zona localităților Leghia, Inuc) dispar ostreidele de talie mare, rămînînd unul sau mai multe nivele subțiri, cu importanță locală, ce conțin ostreide de talie mică de tipul *Pycnodonta brogniarti*.

La acest nivel, puțin după apariția primelor faune de moluște tipic marine, se dezvoltă brusc și prima faună de ostracode cunoscută în formațiunile paleogene din această zonă. Asociația de ostracode, constituită din forme marine (fig. 1), este dominată de speciile: *Krithe rutoti* Keij, *Schuleridea perforata* (Roemer), „*Cythereis*" *dadayi* Mehes (fig. 1).

Peste nivelul cu *Gryphaea esterhazyi* și sub nivelul cu *Nummulites perforatus*, litologia orizontului marnelor inferioare cu moluște se menține silto-pelitică spre rama bazinului și pelitică spre centru. Astfel, în zonele din vecinătatea cristalinului Gilăului (Căpușu Mic, Agîrbiciu) vom întîlni depozite marnoase cu frecvente intercalații de siltite, gresii glauconitice, oolite, cu o bogată faună de moluște și echinoderme, dar săracă în ostracode.

În zonele ceva mai îndepărtate de pe ramă (Leghia, Inuc, Luna, N Căpușu Mare), în pelitele marnoase de sub nivelul cu *Nummulites perforatus*, fauna de ostracode se diversifică și se îmbogățește sensibil, apărînd speciile: *Cytherella compressa* (v. Münster), *Bairdoppilata gliberti* Keij, *Bythocypris arcuata* (v. Münster), *Schizocythere appendiculata* Triebel, *Schizocythere tesselata* (Bosquet), *Pterigocythereis cornuta* (Roemer), *Pterigocythereis ceratoptera* (Bosquet), *Pterigocythereis hilli* Keij, *Leguminocythereis striatopunctata* (Roemer), „*Cythereis*" *dadayi* Mehes,

Tabelul nr. 1

Termenii eocenului din vestul Bazinului Transilvaniei

Succesiunea cronostratigrafică		Succesiunea litostratigrafică	Succesiunea macroforaminiferelor (după G. Bombiță, 1968)
Zona de trecere la oligocen		Strate de Hoia	*N. fabianii* trecere la *N. intermedius*, *N. budensis*, *N. incrassatus*
EOCEN SUPERIOR	PRIABONIAN	Orizontul marnelor cu briozoare	*N. fabianii*, *N. incrassatus*, *N. pulchellus*, *N. budensis*, *N. chavannesi*
		Nivelul marnos cu *Nummulites fabianii*	
		Orizontul calcarului de Cluj	*N. fabianii*, *N. incrassatus*, *N. pulchellus*, *N. beaumonti*, *N. praefabianii*, *N.* ex gr. *chavannesi*, *N. perforatus*
		Orizontul gipsurilor superioare	
		Complexul argilelor roșii superioare	
		Orizontul calcarului de Leghia	*N. striatus*, *N. cf. beaumonti*, *N. perforatus*, *N. garnieri*, *N.* ex gr. *chavannesi*, *N.* cf. *praefabianii*
		Orizontul marnelor de Mortănușa (emend)	
PALEOCEN — EOCEN MEDIU	LUTETIAN SUPERIOR	STRATE cu *N. perforatus* — Nivelul calcarului „cu *Velates*"	
		STRATE cu *N. perforatus* — Orizontul marnelor superioare cu moluște	*N. striatus*, *N.* cf. *beaumonti*
		STRATE cu *N. perforatus* — Nivelul lumașelic cu *N. perforatus*	*N. perforatus*, *N.* ex gr. *variolarius*
		STRATE cu *N. perforatus* — Orizontul marnelor inferioare cu moluște	
		Orizontul gipsurilor inferioare	
		Complexul argilelor roșii inferioare	

Cytheretta haimeana (Bosquet), *Cytheretta elegans* Ducasse, *Neocyprideis Williamsoniana* (Bosquet), *Loxoconcha* diverse specii, *Cytherura* diverse specii.

Această asociație indică un mediu marin normal cu ape de adîncimi mici și medii (maximum 20—30 m), prezentînd o dezvoltare optimă în zonele cu sedimentare calmă, pelitică. Dacă se va compara această asociație cu cele din orizonturile suprajacente, vom observa că asociația de ostracode a orizontului marnelor inferioare cu moluște este mai puțin reprezentativă (tabelul nr. 2). De aceea este încă dificil, cel puțin pentru această etapă a studiului, să prezentăm o zonare pe verticală a ostracodelor din acest

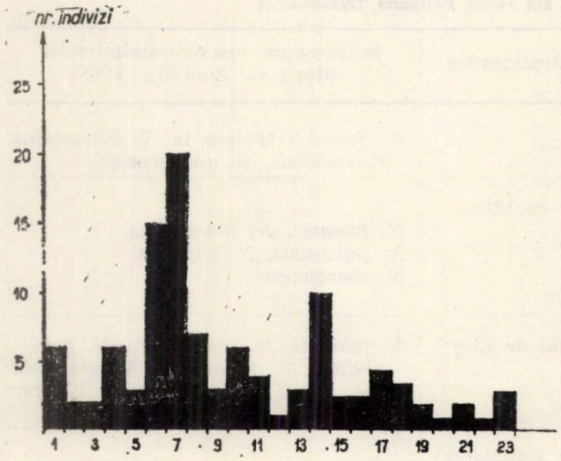


Fig. 1. — Histogramă cu frecvenţa ostracodelor în orizontul marnelor inferioare cu moluşte.

1, Cytherella compressa; *2, Bairdoppilata gliberti*; *3, Bairdia* sp.; *4, Bythocypris* af. *gibsonensis*; *5, Argilloecia* sp.; *6, Krithe rutoti*; *7, Schuleridea perforata*; *8, Schizocythere appendiculata*; *9, S. tessellata*; *10, Pterigocythereis cornuta*; *11, P. ceratoptera*; *12, P. hilli*; *13, Leguminocythereis striatopunctata*; *14,, Cythereis" dadayi*; *15, Loxoconcha* af. *karenzis*; *16, L. tenera*; *17, L. parva*; *18, Cytherura bambrunggensis*; *19, C.* af. *gracilis*; *20, Paracytheridea triquetra*; *21, Cytheromorpha* sp.; *22, Neocyprideis* af. *williamsoniana*; *23, Xestoleberis* sp.

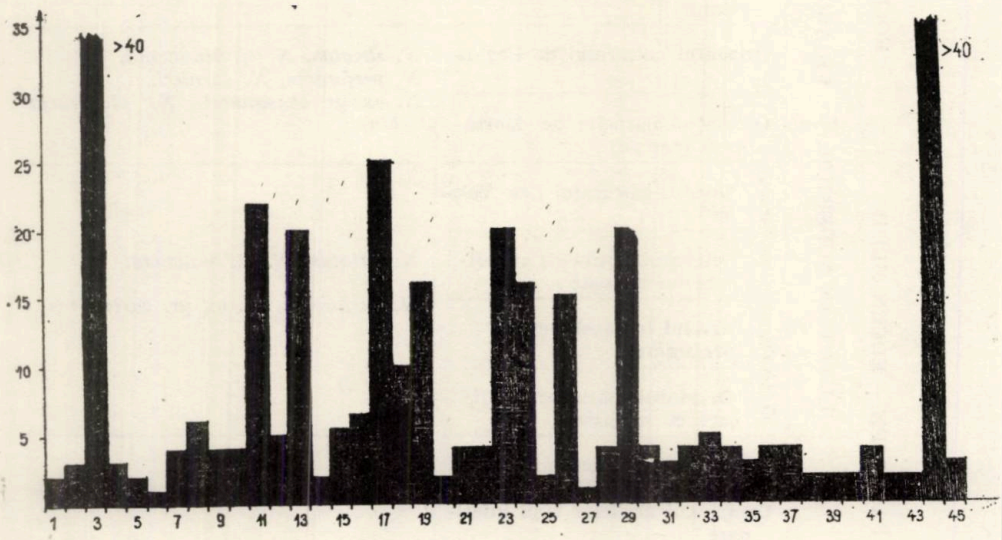


Fig. 2. — Histogramă cu frecvenţa ostracodelor în orizontul marnelor superioare cu moluşte,

1, Cytherella compressa; *2, Cytherelloidea damariacensis*; *3, Bairdoppilata gliberti*; *4, C. hierogliphica*; *5, Bairdia tenuis*; *6, B.* af. *brevis*; *7, Bythocypris* af. *gibsonensis*; *8, Argilloecia sp.*; *9, Protoargilloecia angulata*; *10, Paracypris* af. *contracta*; *11, Krithe rutoti*; *12, Cytheridea henisensis*; *13, Schuleridea perforata*; *14, Eucythere triordinus*; *15, Cytheromorpha* sp. 1; *16, Cytheromorpha sp.* 2; *17, Schizocythere appendiculata*; *18, S. tessellata*; *19, Hermanites paijenborchiana*; *20, H. laticarinatus*; *21, Quadrocythere* cf. *lamarckiana*; *22, Q.* cf. *vahrenkampi*; *23, Q. transylvanica nontuberculata*; *24, Q. leghiensis*; *25, Q.* sp. 1; *26.,,Cythereis" dadayi*; *27, Bradleya aproximata 28. Cytheretta haimeana*; *29, C. elegans*; *30, Paracytheretta* sp.; *31, Loxoconcha karenzis*; *32, L. tenera*; *33, L. parva*; *34, Paracytheridea* af. *gradata*; *35, Cytherura bambruggensis*; *36, C. gracilis*; *37, C. oedelensis*; *38, Semicytherura forestensis*; *39, S,* sp.; *40, Paijenborchella lomata*; *41, Cytheropteron* sp. 1; *42, Xestoleberis* af. *obtusa*; *43, X.* sp.; *44, Leguminocythereis striatopunctata*; *45, L. decipiens.*

orizont. Acest lucru va fi posibil după examinarea unui număr mai mare de profile geologice.

3. Nivelul lumașelic cu *Nummulites perforatus*, nivel reper din punct de vedere bio-cronostratigrafic și cartografic, în Bazinul Transilvaniei este din păcate foarte sărac în ostracode. Din rarele intercalații lenticulare de marne nisipoase, precum și din nivelul inferior și superior cu *Nummulites striatus* s-au putut determina: „*Cythereis*" *dadayi* Mehes, *Leguminocythereis* cf. *striatopunctata* (Roemer), *Krithe* af. *rutoti* Keij. După cum se poate observa, acestea sînt doar cîteva din formele cele mai comune ale asociației din orizontul marnelor inferioare cu moluște, aici considerabil sărăcită. Avînd în vedere și starea proastă de conservare a multora din formele colectate, nu putem exclude și posibilitatea unor remanieri din orizontul subjacent.

4. Orizontul marnelor superioare cu moluște ne oferă prima erupție a ostracodelor din eocenul de la vest de Cluj, caracterizată prin apariția de genuri noi printr-o mare diversitate specifică și printr-un număr impresionant de indivizi (tabelul nr. 2, fig. 2).

Litologia acestui orizont este asemănătoare cu cea a orizontului marnelor inferioare cu moluște. La acest nivel predomină însă faciesurile marnoase pelitice, intercalațiile siltice și nisipoase fiind cu totul subordonate. În localitatea tip (Leghia), cît și pe celelalte profile probate (Vlaha, vest Gilău, Căpușu Mare, Dumbrava), pelitele acestui orizont conțin o bogată faună de moluște și echinoide. Ostreidele sînt prezente spre partea superioară a orizontului ca lumașele ce nu depășesc 10—15 cm grosime.

Așa cum reiese și din figura 2, asociația de ostracode este dominată din punct de vedere al numărului de indivizi de speciile: *Bairdoppilata gliberti* Keij, *Krithe rutoti* Keij, *Schuleridea perforata* (Roemer), *Schizocythere appendiculata* Triebel, „*Cythereis*" *dadayi* Mehes, *Cytheretta elegans* Ducasse, *Leguminocythereis striatopunctata* (Roemer). Speciile enumerate sînt în parte comune și asociației din orizontul marnelor inferioare cu moluște, aici însă numărul de indivizi fiind de trei ori mai mare.

În asociația ostracodelor din orizontul marnelor superioare cu moluște apar pentru prima dată în suita eocenului de la vest de Cluj genurile: *Cytherelloidea*, *Cytheridea*, *Eucythere*, *Occultocythereis*, *Hermanites*, *Hirsutocythere*, *Quadrocythere*, *Diebelina*, *Paracytheretta*, *Semicytherura*, *Paijenborchella*.

De asemenea apar și numeroase specii noi din care va evolua asociația priaboniană: *Cytherelloidea damariacensis* Apostolescu, *Cytherelloidea hierogliphica* (Bosquet), *Hermanites paijenborchiana* Keij, *Hermanites laticarinatus* (Lienenklaus), *Quadrocythere* cf. *lamarckiana* (Bosquet), *Quadrocythere transilvanica nontuberculata* Olteanu[2], *Quadrocythere leghiensis* Olteanu, *Bradleya aproximata* (Bosquet), *Paracytheridea gradata* (Bosquet), *Paijenborchella lomata* Triebel.

Pe toate profilele analizate (Leghia, Vlaha, Gilău, Dumbrava Căpușu Mare, Inuc), asociația se conturează din punct de vedere calitativ încă de la prima probă de deasupra nivelului cu *Nummulites perforatus*, numărul de indivizi crescînd constant de la partea inferioară spre partea superioară a orizontului.

[2] Speciile noi au fost descrise de Radu Olteanu într-o lucrare separată, în curs de apariție.

Repartiția speciilor în cadrul orizontului rămîne constantă pe toată grosimea orizontului, asociația fiind caracterizată de trei momente importante din punct de vedere biostratigrafic. Astfel, la 1 m deasupra nivelului cu *Nummulites perforatus*, asociația de ostracode este dominată în proporție de 90% de specia *Bairdoppilata gliberti* Keij. În următorii 5 m numărul de exemplare al acestei specii scade brusc, fiind înlocuită ca frecvență de *Leguminocythereis striatopunctata* (Roemer). În sfîrșit, spre partea superioară a orizontului, *Cytheretta elegans* Ducasse și *„Cythereis" dadayi* Mehes sînt formele care se detașează prin frecvență de restul ostracodelor din asociație. Imediat sub nivelul calcaros „cu *Velates*", *Quadrocythere transilvanica nontuberculata* Olteanu se relevă prin frecvența sa sensibil ridicată (fig. 3).

Din cele expuse rezultă cu claritate că asociația de ostracode din orizontul marnelor superioare cu moluște reprezintă un adevărat prag bionomic în evoluția faunelor în discuție.

Abundența și marea varietate a ostracodelor din acest orizont denotă existența unui mediu de viață extrem de favorabil în marea eocenă la acel moment. Luînd în considerație și ansamblul faunei de la acest nivel se poate deduce că marea avea o salinitate normală, ape calde cu adîncimi în jur de 20 m.

5. Nivelul calcaros „cu *Velates*" se află la limita între stratele cu *Nummulites perforatus* și orizontul marnelor de Mortănușa (emend). Denumirea acestui nivel nu reflectă în modul cel mai exact caracteristicile sale esențiale. Scopul acestei lucrări nefiind acela de a discuta probleme de nomenclatură stratigrafică, rămînem la această denumire deja cunoscută.

Acest nivel calcaros are grosimi mici nedepășind 5—7 m. În zonele în care au fost probate intercalațiile marnoase din cuprinsul acestui nivel (Leghia, Inuc, Căpușu Mare) nu au fost identificate ostracode. Fauna sa avînd un caracter franc marin (echinoide, nummuliți), absența ostracodelor nu poate fi explicată decît prin existența unor condiții de mediu nefavorabile dezvoltării acestui grup de microfosile.

6. În orizontul marnelor de Mortănușa, în accepțiunea noastră, putem distinge în regiunea de la vest de Cluj trei nivele litologice : inferior, pelitic-marnos, gros de 5—10 m ; mediu siltic-marnos și mai rar nisipos-marnos, gros de 25—35 m ; superior, nisipos, gros de 5—10 m.

În nivelul inferior litologia este așadar identică cu cea din orizontul marnelor superioare cu moluște. Macrofauna este mult mai săracă față de cea a aceluiași orizont, dar ostracodele își păstrează în linii mari aceleași caractere, fiind reprezentate prin formele : *Cytherella compressa* (v. Münster), *Bairdoppilata gliberti* Keij, *Krithe rutoti* Keij, *Schuleridea perforata* (Roemer), *Schizocythere tesselata* (Bosquet), *Schizocythere appendiculata* Triebel, *Pterigocythereis cornuta* (Roemer) *Pterigocythereis ceratoptera* (Bosquet), *„Cythereis" dadayi* Mehes, *Cytheretta elegans* Ducasse, *Loxoconcha* diverse specii (fig. 4).

Fauna de ostracode a nivelului siltic-marnos este din ce în ce mai săracă, ca dealtfel întreaga gamă a faunei eocene. Pe toată grosimea acestui orizont alternează episoade sterile cu cele în care apar și rare forme de ostracode din asociația mult sărăcită a nivelului bazal.

În nivelul superior, nisipos, nu au fost găsite ostracode. Menționăm că din acest nivel, G. B o m b i ț ă (1964) a citat fauna de macroforaminifere ce caracterizează baza eocenului superior, în accepția autorului, etajul napocian.

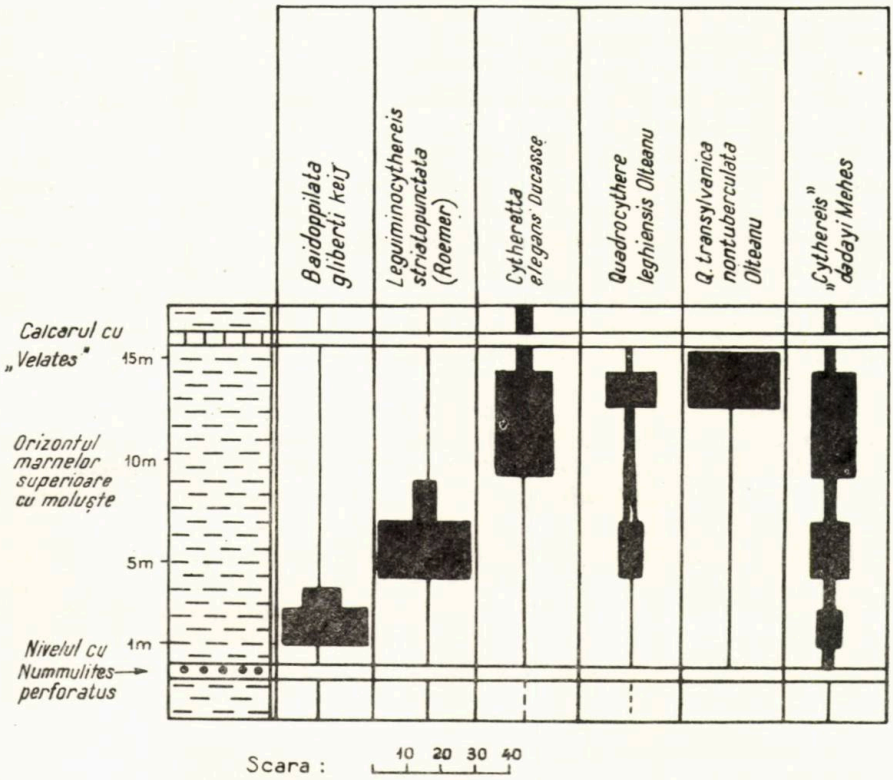


Fig. 3. — Distribuția și frecvența principalelor specii de ostracode în orizontul marnelor superioare cu moluște.

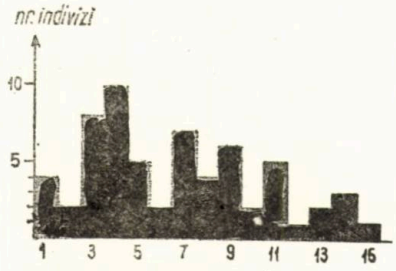


Fig. 4. — Histograma de frecvență a ostracodelor din orizontul marnelor de Mortănușa (emend).

1, Cytherella compressa; 2, Bairdoppilata gliberti; 3, Krithe rutoti; 4, Schuleridea perforata; 5, Schizocythere appendiculata; 6, Schizocythere tesselata; 7, Pterigocythereis cornuta; 8, Pterigocythereis ceratoptera; 9, „Cythereis" dadayi; 10, Cytheretta haimeana; 11, Cytheretta elegans; 12, Loxochoncha af. karenzis; 13, Loxoconcha tenera; 14, Loxoconcha parva; 15, Cytherura sp.

7. Calcarul de Leghia (calcarul grosier inferior) nu a putut fi probat din cauza durității roci. În secțiuni subțiri au fost identificate în cîteva puncte rare testuri de ostracode.

8. Complexul argilelor roşii superioare şi orizontul gipsurilor superioare nu conţin ostracode, probabil din aceleaşi motive pentru care şi complexul argilelor roşii inferioare şi orizontul gipsurilor inferioare sînt sterile.

9. În orizontul calcarului de Cluj au fost întîlnite primele ostracode din seria marină superioară. La Baciu şi Nădăşel, în baza acestui orizont, dintr-o alternanţă de calcare bioclastice şi oolitice cu marne negricioase siltice s-a determinat o bogată asociaţie de ostracode de apă dulce, lîngă care mai apar characee şi miliolide. Dintre ostracode citäm : *Limnocythere* sp., *Paralimnocythere* sp., *Cypris* sp., *Cyprinotus* sp.

Peste acest nivel se dispune masa principală a calcarului de Cluj cu grosimi de 10—20 m, care la 2—5 m deasupra bazei are o intercalaţie de marne cu *Ostrea transylvanica*. Acest nivel cu grosimi ce rar depăşesc 3 m conţine o excepţională diversitate de ostracode, cum sînt : *Cypridina homoedwardsiana* Keij, *Cytherelloidea* diverse specii, *Eucythere triordinis* Schmidt, *Cytheromorpha* diverse specii, *Schizocythere patruliusi* Olteanu, *Schizocythere appendiculata* Triebel, *Schizocythere tesselata* (Bosquet), *Cytheretta* diverse specii, *Loxoconcha* diverse specii *Paijenborchella tritacosta* Olteanu.

În această asociaţie se remarcă prezenţa formei *Cypridina homoedwardsiana* Keij, specie cantonată numai în nivelul cu ostreide. Pentru prima dată apare *Schizocythere patruliusi* Olteanu şi *Paijenborchella tritacosta* Olteanu, iar *Schuleridea perforata* (Roemer) se menţine în asociaţie doar cu cîţiva indivizi.

Dacă se examinează componenţa specifică a asociaţiei de ostracode din acest orizont se poate observa că apar pentru prima dată 9 specii ce reprezintă 36% din numărul total de specii, se menţin din asociaţia biarritziană (exceptînd formele comune ce apar în tot eocenul) 16 specii, reprezentînd 64% din numărul speciilor. Rezultă că asistăm la o schimbare calitativă a ansamblului faunei de ostracode eocene care începe astfel să-şi definească caracterul eocen superior.

10. Urmează orizontul marnelor cu briozoare ce are o grosime de aproximativ 50 m şi o litologie constantă pe toată grosimea, fiind alcătuit din marne fine verzui foarte fosilifere. În cîteva puncte (nord Aghireş, Turea, Băgara) au fost întîlnite şi formaţiuni calcaroase bioconstruite, cantonate în baza orizontul, iar în alte puncte s-au identificat, la diferite nivele, lentile calcaroase alcătuite exclusiv în briozoare.

În intervalul stratigrafic cuprins între orizontul calcarului de Cluj şi stratele de Hoia, asistăm la o a doua mare erupţie a faunei de ostracode din seria eocenului de la vest de Cluj. În orizontul marnelor cu briozoare se dezvoltă exploziv unele specii a căror frecvenţă era redusă în orizonturile subjacente, alături de care apar numeroase specii şi chiar genuri noi.

În baza orizontului marnelor cu briozoare se află nivelul cu *Nummulites fabianii* din care s-a determinat o asociaţie de ostracode ce se delimitează precis de cea din orizontul calcarului de Cluj prin apariţia bruscă a formelor : *Bythocypris arcuata* (v. Münster), *Krithe pappilosa* (Bosquet), *Cytheridea* af. *helvetica* (Lienenklaus), *Cytheridea* af. *strigosa* Pietrzeniuk, *Aulocytheridea venusta* Pietrzeniuk, *Cnestocythere* sp., *Pterigocythere fimbriata fimbriata* (v. Münster), *Pterigocythere fimbriata bartonensis* Keij, *Pokorniella osnabruggensis* (Lienenklaus), *Caudites* sp. 1, *Paijen-*

borchella af. *geoffreyi* Anderson, *Xestoleberis* diverse specii. Speciile caracteristice acestui nivel sînt *Bythocypris arcuata* (v. Münster), *Paracypris contracta* (Jones), *Krithe pappilosa* (Bosquet), *Pterigocythereis fimbriata fimbriata* (v. Münster) (fig. 5).

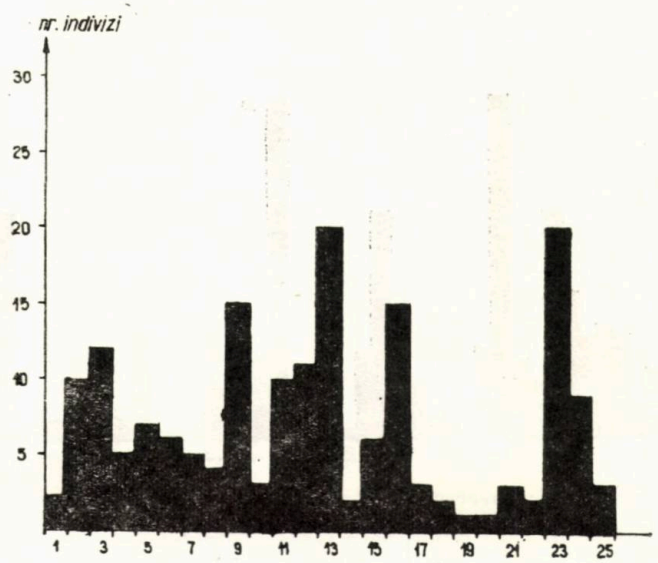


Fig. 5 — Histogramă cu frecvența ostracodelor în nivelul marnelor cu *Nummulites fabianii*.

1, Cypridina homoedwardsiana; 2, Cytheralla compressa; 3, C. gracilis; 4, Cytherelloidea damariacensis; 5, Baidoppilata gliberti; 6, Bythocypris arcuata; 7, Argilloecia rhamphasta; 8, Paracypris contracta; 9, Krithe rutoti; 10, Cytheridea pernota; 11, Schuleridea perforata; 12, Cythermomorpha sp.; *13, Schizocythere patruliusi; 14, Leguminocythereis* sp.; *15, „Cythereis" dadayi; 16, Lozoconcha parva; 17, L. kuiperi; 18, L. bellicostata; 19, Paracytheridea* af. *gradata; 20, P.* sp.; *21, Semicytherura unispinosa; 22, Eucytherura dentata; 23, Paijenborchella tritacosta; 24, Xestoleberis* sp.; *25, X.* sp.

Mai sus, în restul orizontului se vor dezvolta considerabil din punct de vedere al frecvenței speciile citate, în plus apărînd și : *Cytheridea* diverse specii, *Argilloecia* diverse specii, *Caudites* cf. *ungeri* (Reuss), *Falunia* af. *ruida* Ruggieri, *Cytheropteron* diverse specii (fig. 6 și 7).

Deci, în cuprinsul orizontului marnelor cu briozoare sînt două momente semnificative ale evoluției faunei de ostracode. Abundența și complexitatea ostracodelor din acest orizont ne determină să considerăm că ne aflăm în prezența celui de al doilea prag bionomic din cadrul formațiunilor eocene din zona de la vest de Cluj (fig. 8).

Prin indicațiile pe care ni le furnizează întreaga asociație faunistică a orizontului marnelor cu briozoare putem deduce caracterul marin normal al mediului de sedimentare. Apele erau liniștite, iar adîncimile variau între 5 și 25 m.

Stratele de Hoia sînt formațiunea care după unii autori constituie termenul final al eocenului, iar după alții primul termen al oligocenului.

Datorită problemelor mai complexe ridicate de variațiile de facies ale acestei formațiuni și chiar de conținutul noțiunii de strate de Hoia, rezultatele studiului faunei de ostracode sînt încă provizorii.

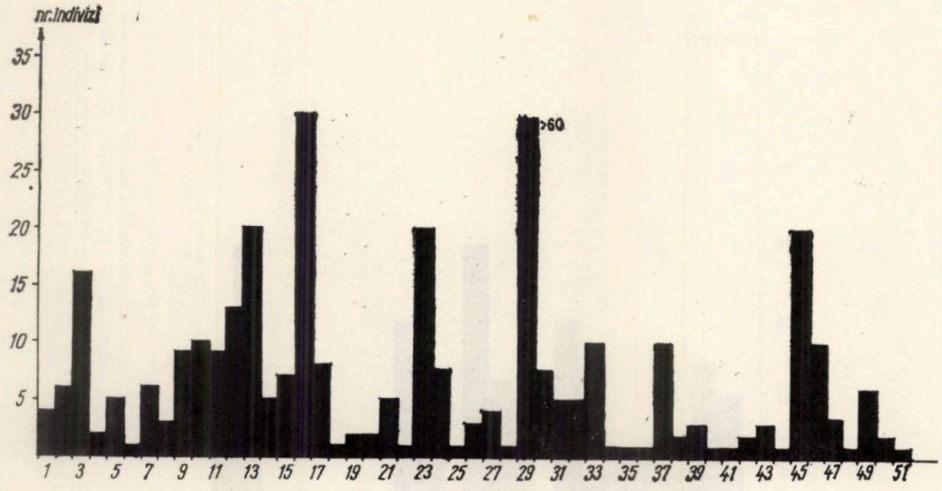


Fig. 6. — Histogramă cu frecvența ostracodelor în orizontul marnelor cu briozoare.

1, Cytherella compressa; *2, C. gracilis*; *3, C. transversa*; *4, C. paucipunctata*; *5, C. beyrichi*; *6, C.* sp.; *7, Cytherelloidea damariacensis*; *8, Baidoppilata gliberti*; *9, Argilloecia rhamphasta*; *10, A. modesta 11, A. laevissima*; *12, Paracypris contracta*; *13, Krithe pappilosa*; *14, K. rutoti*; *15, K. pernoides*; *16, Bythocypris arcuata*; *17, Cytherides pernota*; *18, C. af. helvetica*; *19, C. strigosa*; *20, Aulocytherides venusta*; *21, Schuleridea perforata*; *22, Neocypridеis* sp.; *23, Cytheromorpha* sp.; *24, C,* sp.; *25, Cnestocythere* sp.; *26, Occultocythereis mutabilis abducta*; *27, O. m. mutabilis*; *28, O.* sp; *29, Pterigocythereis fimbriata fimbriata*; *30, P.f. bartonensis*; *31, Diebelina koeneni*; *32, Pokorniella limbata. 33, P. osnabrugensis*; *34, P.* sp.; *35, Caudites* af. *ungeri*; *36, C.* sp.; *37, Vetustocytherides* (?) sp.; *38, Loxoconcha kuiperi*; *39, Cytherura gracilis*; *40, Cytherura* sp.; *41, C.* sp.,; *42, Eucytherura dentata*; *43, Paijenborchella* af. *geoffreyi*; *44, P. lomata*; *45, P. tritacosta*; *46, Cytheropteron gulicki*; *47, C. steinmanni*; *48, C.* sp.; *49, Xestoleberis* sp.; *50, X.* sp.; *51, Falunia riuda.*

★

Dată fiind varietatea și abundența ostracodelor la nivelele pe care le-am descris am căutat să examinăm care este corelația dintre condițiile fizico-chimice din mediul de sedimentare și caracterele asociației de ostracode.

Pentru a aduce date suplimentare asupra condițiilor de sedimentare din timpul eocenului, în afara observațiilor de stratonomie și petrografie s-a examinat și compoziția mineralogică a depozitelor marnoase cu ostracode. Mineralele argiloase și carbonatul de calciu au fost considerate și de noi a fi indicatori sensibili ai condițiilor fizico-chimice din mediul de sedimentare.

Din descrierile litologice succinte făcute la prezentarea succesiunii biostratigrafice s-a văzut că cele două momente de maximă dezvoltare a faunei de ostracode eocene sînt găzduite de două orizonturi pelitice, marnoase, de origine sigur marină : orizontul marnelor superioare cu moluște și orizontul marnelor cu briozoare. Ostracode mai apar și în orizontul marnelor inferioare cu moluște, în orizontul marnelor de Mortănușa (emend) și în orizontul calcarului de Cluj.

Dacă se examinează asociația mineralelor argiloase din aceste nivele marnoase (fig. 9), se pot observa următoarele fapte :

— în ansamblul asociației, illitul are o participare constant ridicată, în jur de 30% ;

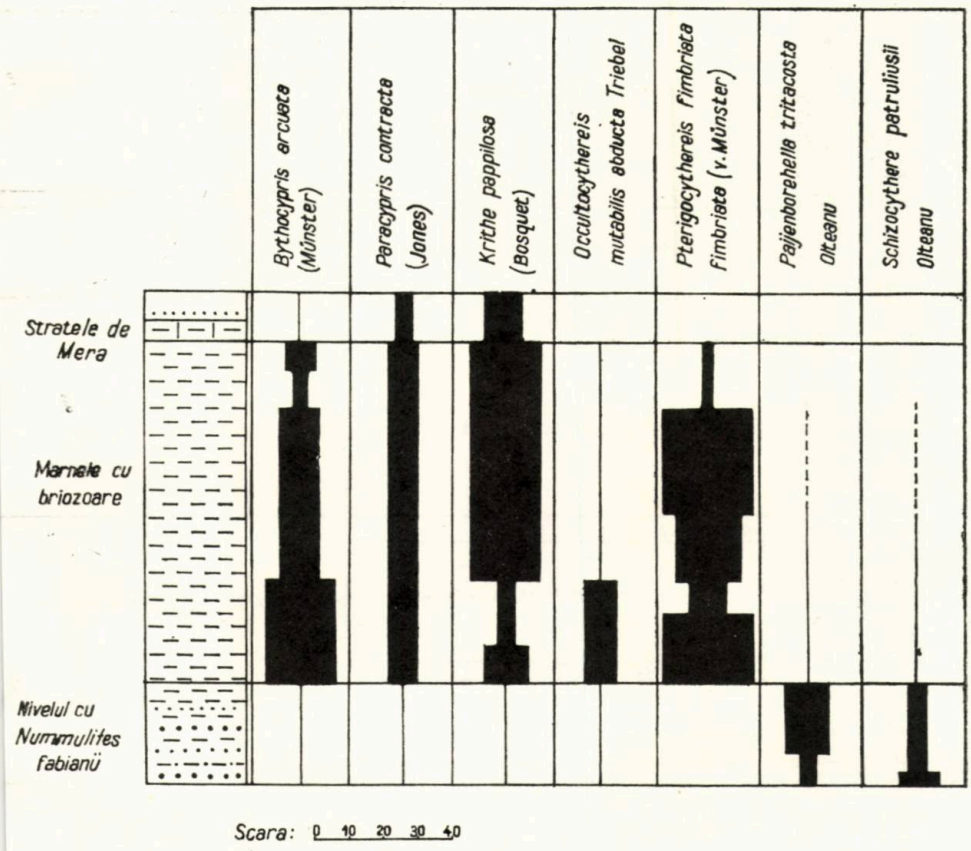


Fig. 7. — Distribuția și frecvența principalelor specii de ostracode în orizontul marnelor cu briozoare.

— cloritul are o participare constant scăzută, în jur de 5% ;

— caolinitul participă cu valori între 10 și 20% ;

— montmorillonitul are o participare variabilă. Este mai constant în orizontul marnelor cu briozoare unde atinge valori în jur de 20%.

Studiul difractogramelor nu a putut stabili cu precizie existența unor fenomene de transformare. Lipsind și mineralele ce se formează în general în procese de neoformațiune, cum sînt attapulgitul și sepiolitul, considerăm că nu au existat condiții de salinitate foarte ridicată sau foarte scăzută, proprii unei sedimentări de tip chimic. În general, asociația mineralelor argiloase din orizonturile studiate este stabilită într-un mediu marin cu o salinitate și temperatură normală. Repartiția uniformă a

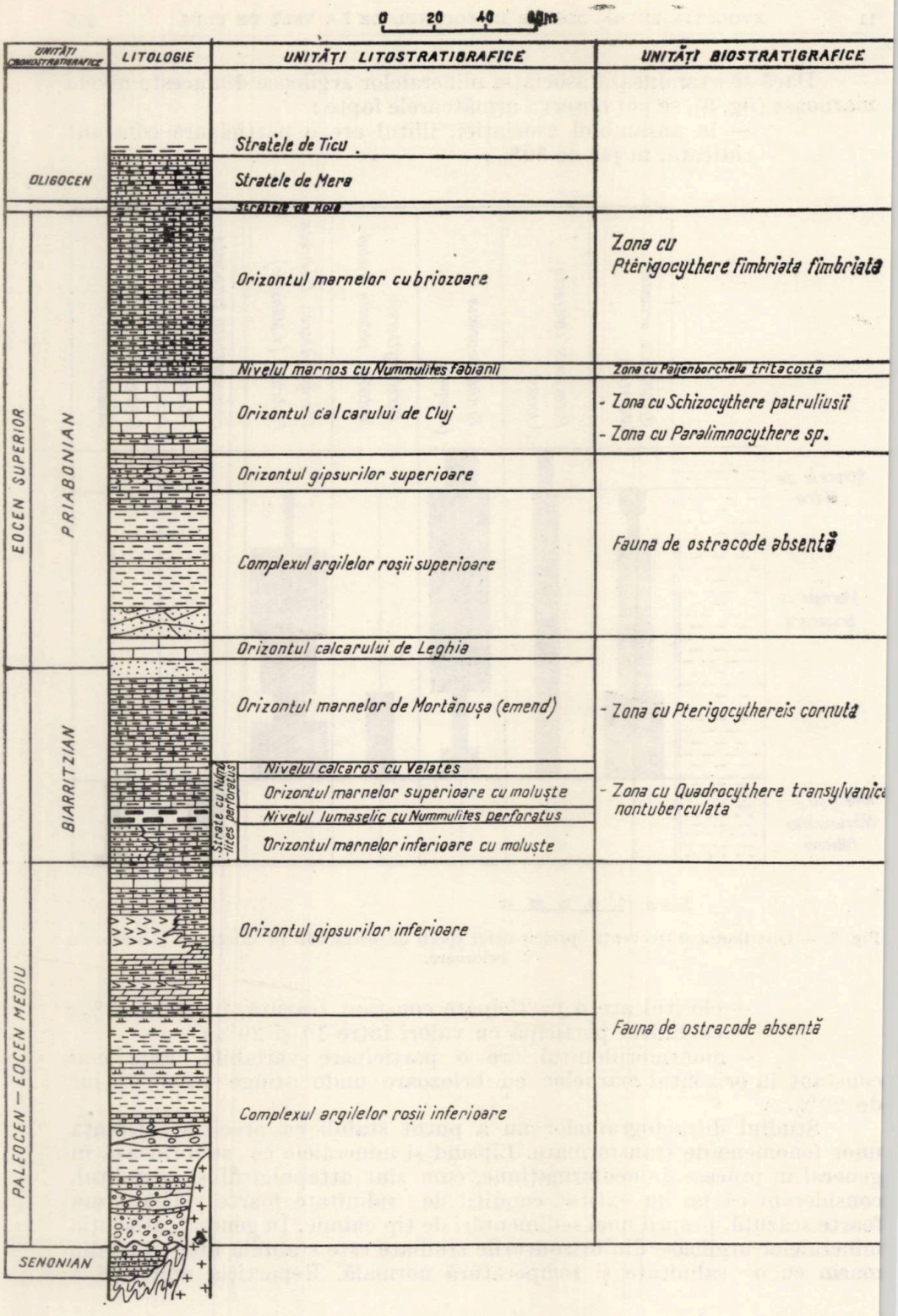


Fig. 8. — Zonele de ostracode din eocenul de la vest de Cluj.

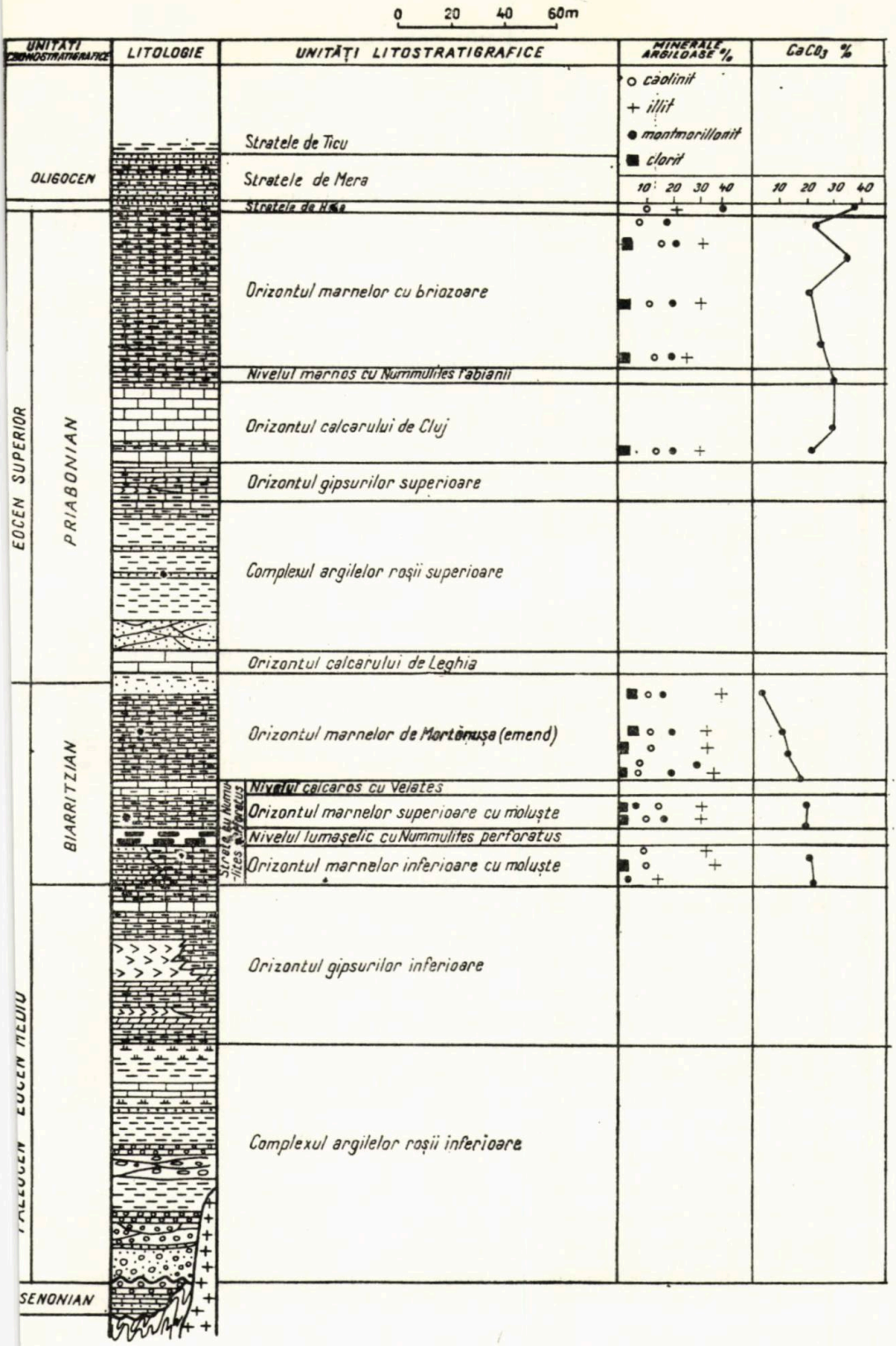


Fig. 9 .— Variația asociației de minerale argiloase și CO_3Ca în suita eocenului de la vest de Cluj.

mineralelor argiloase în cadrul fiecărei unități litostratigrafice separate ne sugerează un aport continuu de pe continent, depunerea suspensiilor făcîndu-se la distanțe mici de țărm, în zone cu adîncimi mici. Mineralele argiloase provin dintr-o alterare predominant fizică a continentului, prezența în cantități mici a caolinitului fiind un indiciu al unei activități de alterare de tip chimic scăzută, datorită probabil și unui climat uscat și cald.

După cum se vede din tabelul nr. 3 carbonatul de calciu se menține în jur de 20—30% în pelitele marnoase bogate în ostracode. Se observă de asemenea o corelație negativă între cantitatea de carbonat de calciu și depozitele marnoase cu o granulometrie mai grosieră — siltice sau nisipoase (ex. partea superioară a orizontului marnelor de Mortănușa emend). Originea carbonatului de calciu din marne poate fi terigenă sau autigenă. Fără a exclude și aporturi terigene, considerăm că o mare parte a carbonatului de calciu este produs *in situ*. Acest lucru este posibil dacă se iau în considerație și indicațiile asupra mediului de viață pe care le furnizează ansamblul faunei eocene, unele evidențe mineralogice și petrografice.

Macrofauna orizonturilor în care au fost găsite ostracode este tipic marină (nummuliți, echinoide, corali), indicînd o mare caldă cu o salinitate normală. Am amintit că în orizontul marnelor cu briozoare se dezvoltă și formațiuni calcaroase bioconstruite și bioacumulate, care se îndințează lateral cu depozite marnoase. Prin comparație cu sedimente actuale asemănătoare, rezultă că masele calcaroase s-au format pe un șelf cu adîncimi mici cu ape calde, cu un regim hidrodinamic moderat și o salinitate normală. Aceste zone sînt și locuri de intensă producție de carbonat de calciu. Ca un ultim argument al autigeniei, aducem și forma cristalografică perfectă a carbonatului de calciu dedusă din difractograme.

Orizonturile marnoase bogate în ostracode nu prezintă evidențe care să poată susține un regim de agitație puternică a apelor. Lipsesc stratificațiile oblice, convolute, urmele de curenți, galeții exotici etc. Rarele modificări în regimul hidrodinamic sînt marcate de prezența unor lamine lenticulare nisipoase și a lumașelelor cu ostreide. Aceste lumașele sînt prezente la mai multe nivele în orizonturile marnelor cu moluște și în marnele de Mortănușa (emend). Au forme lenticulare și grosimi cuprinse între 5 și 25 cm. Ostreidele sînt perfect imbricate cu concavitatea în sus, multe fiind sparte. Toate acestea ne fac să presupunem că aceste lumașele sînt depozite de curenți. Este de remarcat că, în general, sînt cantonate în depozite mai depărtate de rama bazinului.

Rezultă că ostracodele eocene din zona de la vest de Cluj s-au dezvoltat optim într-un mediu marin cu o salinitate normală, cu ape calde și la adîncimi medii de 15—20 m. Aporturile detritice erau predominant de natură argiloasă, transportul făcîndu-se în ape cu un regim hidrodinamic moderat. Se observă o corelație pozitivă între frecvența și varietatea ostracodelor și depozitele pelito-marnoase mai îndepărtate de țărm.

PALEONTOLOGICAL AND SEDIMENTOLOGICAL CONSIDERATIONS CONCERNING THE OSTRACODS EVOLUTION IN THE EOCENE DEPOSITS WEST OF CLUJ

ABSTRACT

Based on the variety and great number of ostracods in the eocene deposits west of Cluj a general information upon their repartition within the lithological levels is attempted, a biozonation in this zone being achieved for the first time (see table 2).

The new species, already described by one of the authors, prove their use in this biostratigraphical zonation. Detailed considerations on the vertical range of the ostracods were made and according to the facial variations of the eocene deposits the quantitative and qualitative variations of the ostracods within every described level were tabulated.

The mineralogical, petrogenetical and palaeontological data concerning these deposits show that the ostracods found optimal conditions for their development in warm sea waters with normal salinity and with an average depth of 15 — 20 m.

A positive correlation was noticed between the ostracods frequency and the marly-pelitic deposits off shore. The detrital apports were predominantly argilaceous and the hydrodynamical regime, moderate.

BIBLIOGRAFIE

APOSTOLESCU V. (1954), *Repartition de quelques ostracodes du Lutetien du Bassin de Paris*, Rev. Inst. Franc. Petrole, *9*.

BARBU I. Z. (1956), *Contribuții la studiul microfaunei din paleogenul Transilvaniei de NV*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", *10*.

— (1963), *Microfauna depozitelor sedimentare paleogene din împrejurimile Clujului*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", Seria șt. nat., geol., geogr., **37**, *XII*.

BOMBIȚĂ G. (1964), *Observations et propositions concernant la nouvelle division de l'Eocène*, Mem. B.R.G.M., **28**, *2*.

BOMBIȚĂ G., MOISESCU V. (1968), *Données actuelles sur le Nummulitique de Transilvanie*, Mem. B.R.G.M., *56*.

DEROO G. (1966); *Cytheridea (Ostracoda) du Maastrichtian de Maastricht (Pays-Bas) et des régions voisines, résultats stratigraphiques et paléontologiques de leur étude*, Med. geol. Sticht. ser. C, **V**, *2*.

DUCASSE O. (1964), *Biozones d'Ostracodes de l'Eocène nord-aquitain*, Mem. bur. rech. geol. min., **28**, *1*.

ELLIS B. F., MESSINA A. R. (1952—1964), *Catalogue of ostracoda*, **1—20**, Amer. mus. nat. hist., New York.

GOERLICH F. (1952), *Uber die Cenotypen und den Begrift der Gattungen Cyprideis und (Ostracoden)*, Senckenbergiana, **93**.

— F. (1953), *Ostrakoden der Cytherideinae au Tertiaren Molasse Bayerens*, Senckenbergiana, **34**.

HORNIBROOK N de B. (1952), *Tertiary and recent marine Ostracoda of New Zealand*, Geol. surv. pal. bull., **18**.

KEIJ A.J. (1057), *Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium*, Inst. roy. sci. nat. Belgique mem., **136**.

KEIJ A.J. et al. (1955), *The microfauna of the Aquitanian — Burdigalian of SW France*, Verh. koninkl. ned. akad. W Natuurk, ser. 1, **21**.

KESLNIG R. V. (1951) *Terminology of Ostracod carrapaces*, Contr. mus. paleont. univ. Michigan, **9**.

KOLLMANN K. (1960), *Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (ostracode) aus dem Neogen Österreich*, Mitt. geol. ges., Viena, **51**.

— (1962), *Ostracoden aus dem mitteleozänen „Flisch" des Beckens von Pazin (Istrien, Jugoslawien)*., Verh. geol., **2**, Viena.

MANDELSTAM M. I. (1959), *Ostracoden aus dem Paleogen Mittelasien*, Mikrofauna S.S.S.R., **X**.

MILLOT G. (1964), *Géologie des argiles*, 449 p., Paris.

MEHES G. (1936), *Die eozänen Ostracoden der Umgebung von Budapest* Geol. hung. pal., **12**.

— (1941), *Die Ostracoden des Oberoligozäns der Umgebung von Budapest* Geol. hung. pal., **16**.

MOORE R. C. (1961), *Treatise on invertebrate paleontology, Q, Arthropoda*, 3, Univ. Kansas Press.

MOOS B. (1957), *Die Ostracodengattung Triginglymus D. B. Blake 1950 als Synonym von der Gattung Leguminocythereis H.V. Howe 1936*, Geol. Jahresb., **72**.

— (1963), *Über einige der Cythere macropora Bosquet 1952 (ostr) ähnliche Arten aus verschiedenen Tertiärstufen*, Geol. Jahresb., **82**.

— (1965), *Die Ostracodenfauna des Unteroligozäns von Bünde und einige verwandte Arten aus verschiedenen Tertiärstufen (Ostr. Crust) I — Quadrocythere (Hornibrokella) n. subg., Pokorniella, Hemicythere, Hermanites*, Geol. Jahresb., **84**.

MOSS B. (1966), *Die Ostracodenfauna des Unteroligozäns von Bünde und einige verwandte Arten aus verschiedenen Tertiärstufen (Ostr. Crust) II Trachylberidea Bowen 1953 Hazelina n. gen.*, Geol. Jahresb., **84**.

OERTLI H. J. (1956), *Ostracoden aus der Oligozänen und Miozänen Molasse der Schweiz*, Schw. pal. abh., **74**.

OLTEANU R. (1972), *Specii noi de ostracode din Eocenul din NV Transilvaniei*, Sub tipar.

PAVAY A. (1871), *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Klausenburg*, Mitt. a.d. Jahresb. d.k. ung. geol. Anstalt., I/B.

PIETRZENIUK E. (1965), *Zwei neue Bradleya Arten (Ostracods) aus dem deutschen Obereozän*, Geologie, **14**.

— (1969), *Taxonomische und biostratigrafische Untersuchungen an Ostracoda des Eozäns 5 im Norden der Deutschen Demokratischen Republik*, Pal. abh., **1**, *1*.

RĂILEANU GR., SAULEA EMILIA (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj — Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**.

STCHEPINSKY A. (1956) *Étude des Ostracodes du Sannoisien de l'Alsace*, Bull. serv. cart. geol. Als. Lorr., **13**.

TRIEBEL E. (1941), *Zur Morphologie und Ökologie der fossilen Ostracoden*, Seneckbergiana, **23**.

TRIEBEL E. (1949), *Zur Kenntnis der Ostracoden Gattung Paijenborchella*, Seneckbergiana, **30**.

TRIEBEL E. (1952), *Ostracoden der Gattung Cytheretta aus den Tertiar des Mainzer Beckens*, Notiz. hess. land. Bodenforsch ; **VI**.

TRIEBEL E. (1961), *Geschlechts — Dimorphismus und Asymmetrie der Klappen bei der Ostracodengattung*, Occultocythereis. Seneck. leth., **42**.

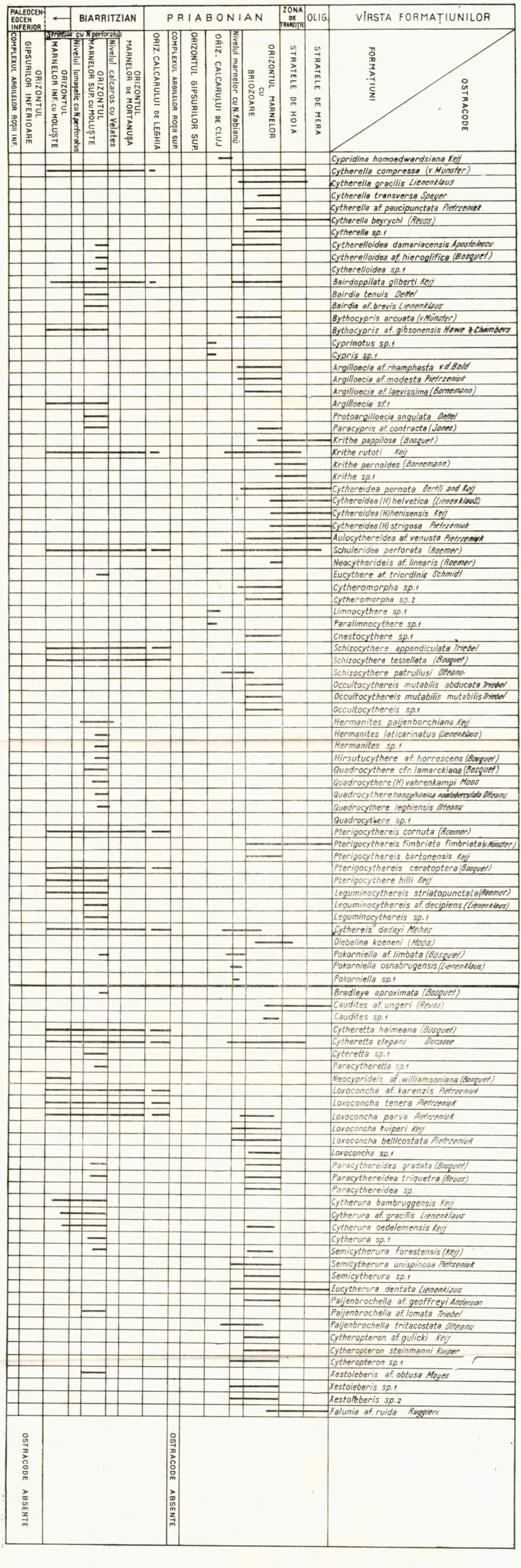
VAN MORKHOVEN F.P.C.M. (1963), *Post Paleozoic Ostracoda. Their Morphology, Taxonomy and Economic use*, **1**, **II**, Dordrecht.

ZALANYI B. (1944), *Neogene Ostracoden in Ungarn*, Geol. hung. pal., **21**.

* * * (1972), *Preliminary report on lithostratigraphic units*, Report 3. Hollis Hedberg-editor, Montreal, Canada.

Primit în redacţie la 10 noiembrie 1972

Institutul geologic



TABEL CU DISTRIBUȚIA OSTRACODELOR IN EOCENUL DE LA VEST DE CLUJ

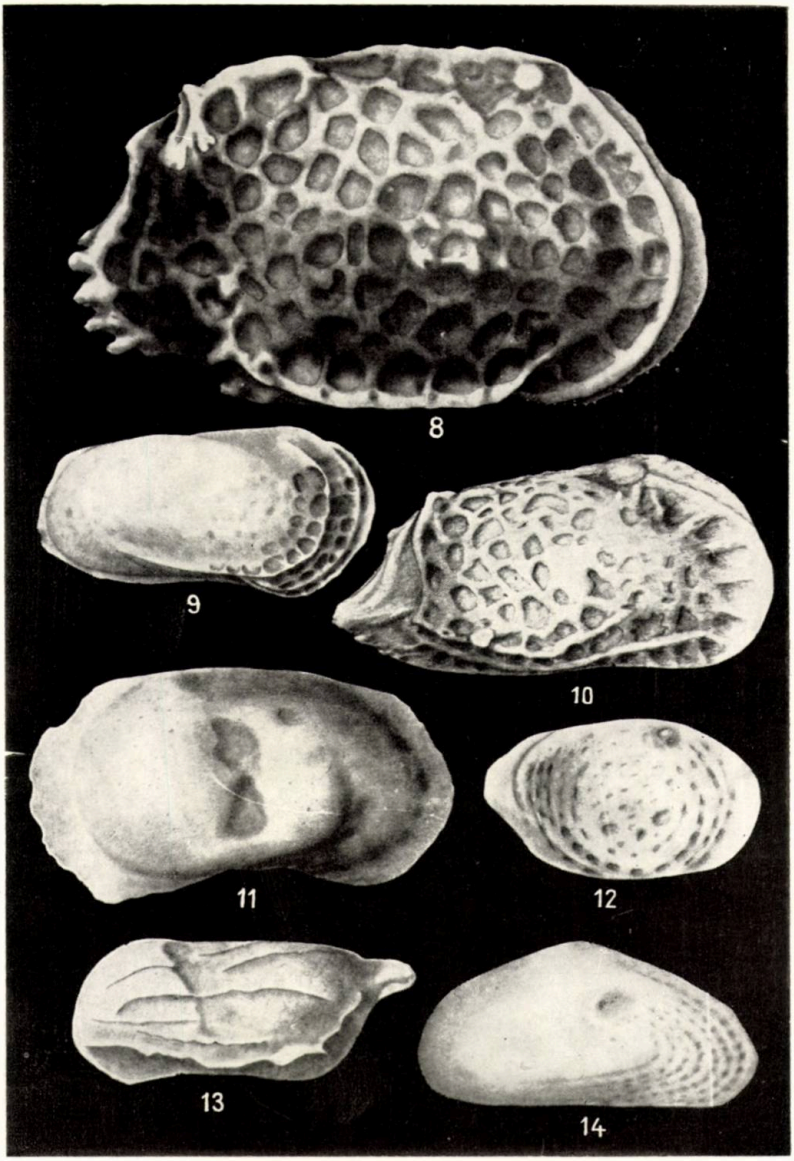


Fig. 8. — *Quadrocythere leghiensis* Olteanu ; × 36.
Fig. 9. — *Cytheromorpha* sp. 1 ; × 58.
Fig. 10. — *Quadrocythere transilvanica nontuberculata* Olteanu ; × 27.
Fig. 11. — *Paralimnocythere* sp. ; x 58.
Fig. 12. — *Loxoconcha* af. *parva* Pietrzeniuk ; × 58.
Fig. 13. — *Cytherura* sp. 1 ; × 58.
Fig. 14. — *Cythereidea* (*H*) af. *strigosa* Pietrzeniuk ; × 36.

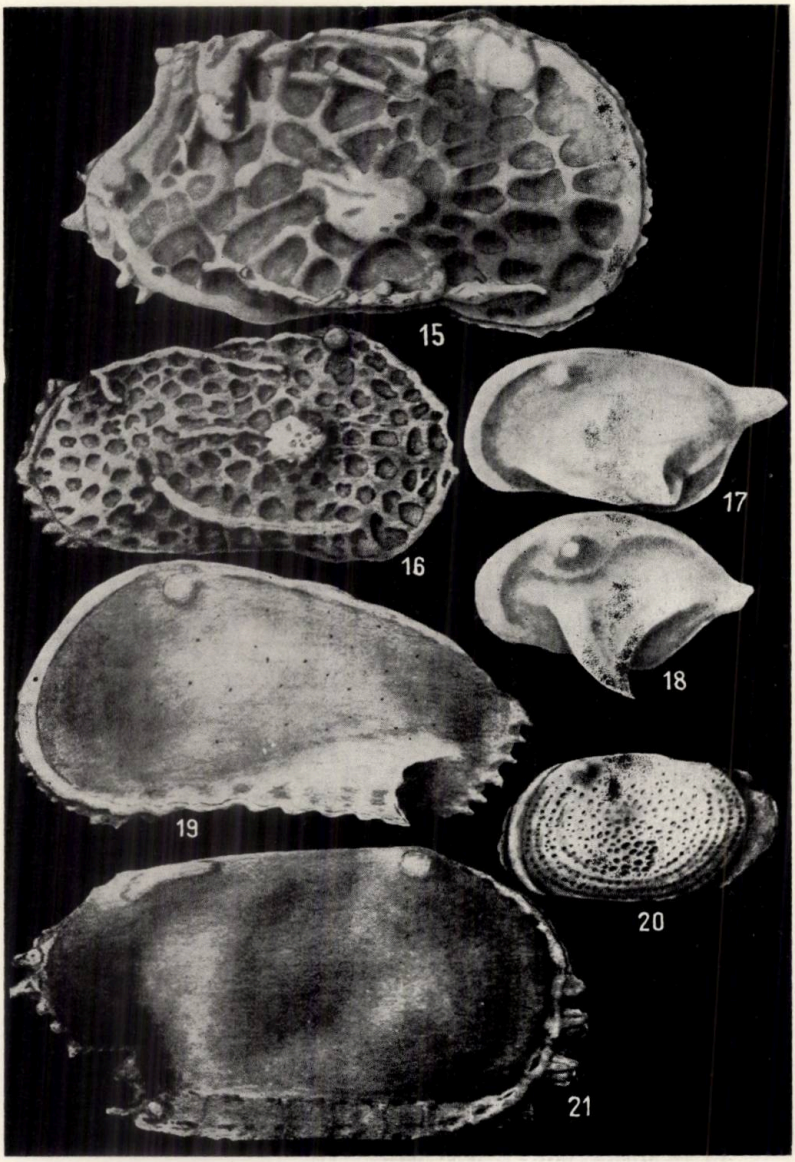


Fig. 15. — *Quadrocythere* cf. *vehrenkampi* Moos ; × 36.
Fig. 16. — *Hermanites paijenborchiana* Keij ; × 36.
Fig. 17. — *Cytherura* sp. ; 58.
Fig. 18. — *Cytheropteron* sp. ; × 58.
Fig. 19. — *Pterigocythereis* cf. *hilli* Keij ; × 27.
Fig. 20. — *Loxoconcha* cf. *kuiperi* Keij ; × 36.
Fig. 21. — *Pterigocythereis cornuta* (Roemer) ; × 30.

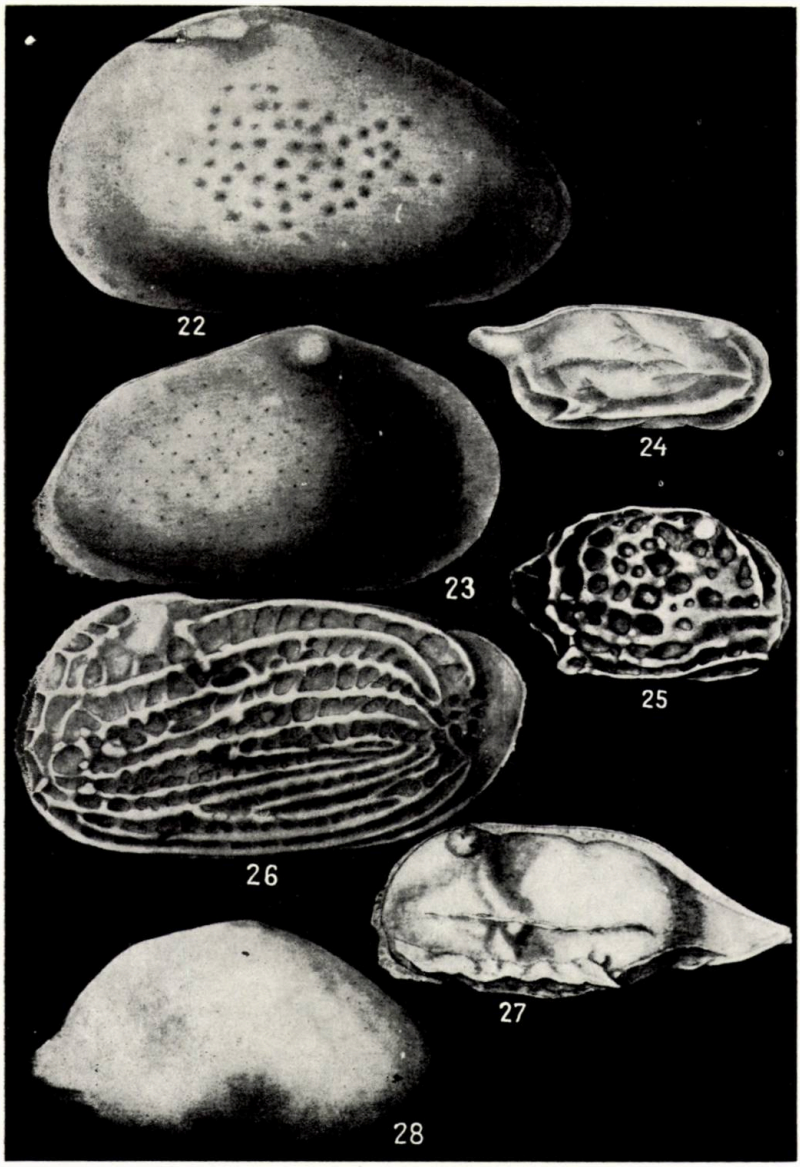


Fig. 22. — *Schuleridea perforata* (Roemer); × 27.
Fig. 23. — ,, ,, ,, ; × 27.
Fig. 24. — *Cytherura* af. *bambruggensis* Keij; × 58.
Fig. 25. — *Schizocythere patruliusi* Olteanu; × 36.
Fig. 26. — *Cytheretta elegans* Ducasse; × 27.
Fig. 27. — *Paijenborchella tritacosta* Olteanu; × 32.
Fig. 28. — *Bairdoppilata gliberti* Keij; × 27.

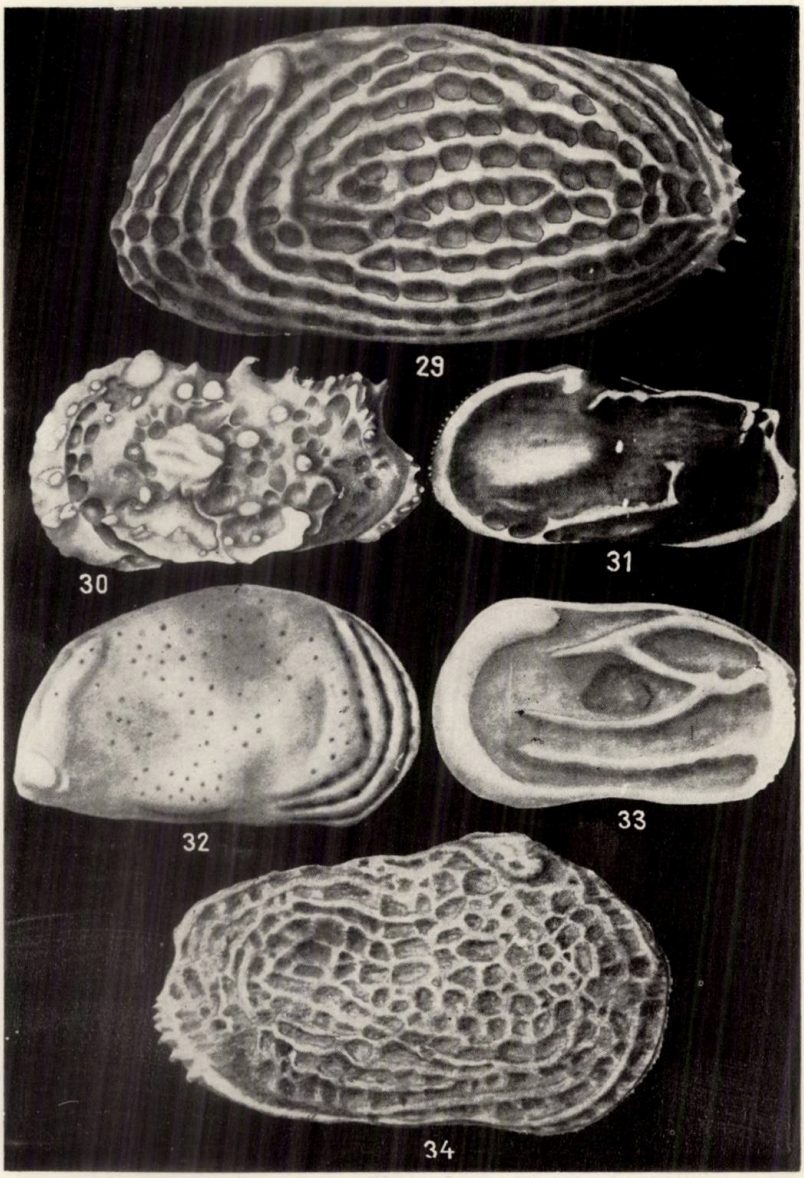


Fig. 29. — *Leguminocythereis* cf. *striatopunctata* (Roemer); × 36.
Fig. 30. — *Diebelina koeneni* Moos; × 58.
Fig. 31. — *Occultocythereis mutabilis abducta* Triebel; × 50.
Fig. 32. — *Haplocythereidea helvetica* (Lienenklaus); × 32.
Fig. 33. — *Cytherelloidea hieroglifica* (Bosquet); × 59.
Fig. 34. — *„Cythereis" dadayi* Mehes; × 36.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FLOREI FOSILE DIN BAZINUL OAȘULUI*

DE

ALEXANDRA SAGATOVICI, N. ȚICLEANU

55(05)

Plantele fosile care constituie obiectul de studiu al lucrării de față au fost colectate din depozitele sarmațiene și pannoniene (sens larg — Alexandra Sagatovici, 1968) din Bazinul Oașului.

În regiunea cercetată nu există, pînă în prezent, studii privind florele fosile. Arătăm doar că Alexandra Sagatovici (1968) menționează puncte cu plante fosile pe pîrîul Lechihorbului din satul Călinești și pe pîrîul Talna, satul Racșa, iar în capitolul de evoluție geologică arată existența plantelor cu frunze căzătoare, „platanul și salcia".

Remarcăm faptul că într-o regiune mai estică, la Chiuzbaia, R. Givulescu și V. Ghiurca (1969) au studiat o bogată floră pliocenă.

Geologia regiunii. În constituția geologică a regiunii intră depozite sedimentare și roci eruptive. Sedimentarul este reprezentat prin tortonian, sarmațian, pannonian și cuaternar, iar eruptivul neogen este alcătuit din piroclastite și curgeri de lave predominant andezitice. Local au fost dezvelite de eroziuni unele corpuri subvulcanice.

Plantele fosile apar ca impresiuni în roci pelitice sau în tufite și se situează mai ales în depozitele pannonian superioare. Mai puține resturi de plante se găsesc în depozitele pannonian inferioare și în cele sarmațiene.

Sarmațianul este bine dezvoltat în partea de sud a Bazinului Oaș, în sectorul satelor Racșa și Vama (fig. 1.). Este reprezentat prin argilite de culoare cenușie închisă, în care apar intercalații de tufite, tufuri, subordonat gresii feldspatice și aglomerate. Vîrsta volhiniană a acestor depozite este dovedită de prezența formelor *Mactra eichwaldi* Lask., *Ervilia dissita dissita* Eichw., *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. ringeiseni* Jek. ș. a. (Alexandra Sagatovici, 1968) și a microfosilelor *Elphidium macellum* Fichtel et Moll., *E. aculeatum* d'Orb., *Porosononion martkobi* ș. a. (Bica Ionesi și Alexandra Sagatovici, 1970).

Flora care apare sub forma de impresiuni și resturi carbonizate în cadrul argilitelor, arătate mai sus, se află într-o stare de conservare proastă ;

* Comunicată la S.S.G., Filiala București, ianuarie 1971

se găsesc frecvente resturi de frunze și fragmente de ramuri indeterminabile. Din depozitele sarmațiene au fost recoltate : *Glyptostrobus europaeus* (Brogniart) Heer, *Tsuga europaea* Menzel, *Pinus* sp. Tot aici a fost găsită și o impresiune aparținînd unei păstăi de *Sophora* sp.

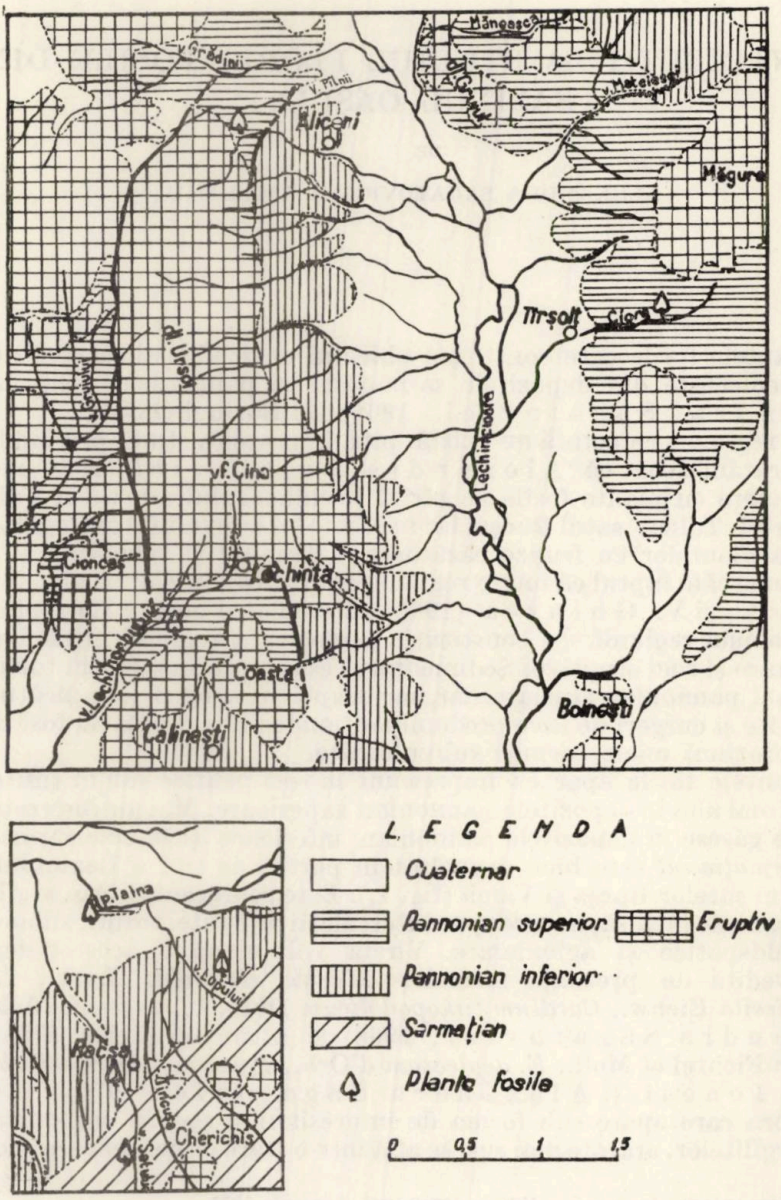


Fig. 1. — Puncte cu plante fosile în Bazinul Oaș (după Alexandra Sagatovici, 1968).

Depozitele *pannoniene* conțin de asemenea impresiuni de plante. Ele se dispun peste depozitele sarmațiene și ocupă partea centrală a Bazinului Oaș, dezvoltîndu-se atît în partea sudică, cît și în partea nordică a acestuia.

În cadrul pannonianului (sens larg) au fost separate încă din 1968 de Alexandra Sagatovici depozite aparținînd pannonianului inferior cu două orizonturi : orizontul inferior „cu *Congeria banatica*" și orizontul superior „cu *Congeria zsigmondyi*" și depozite aparținînd pannonianului superior (ponțianului). La partea superioară a ponțianului se găsesc „stratele de apă dulce" care încheie seria pannoniană (sens larg).

a) Depozitele *pannonian* inferioare, reprezentate prin marne cenușii subordonate cu intercalații de nisipuri, sînt bine dezvoltate în perimetrul satelor Racșa, Vama din sudul Bazinului Oaș și a satului Aliceni din partea de nord a acestuia. Resturile de plante fosile au fost colectate din marnele nisipoase de pe Valea Satului (Racșa) și din materialul provenit din săparea unei fîntîni din satul Racșa în apropierea Văii Lupului. Fragmentele carbonizate de plante fosile cantonate în orizontul cu *Congeria zsigmondyi* sînt în general prost conservate. Printre acestea am găsit însă unele cu o stare de conservare bună : fruct de *Ficus* sp., ramuri de *Glyptostrobus europaeus* și un involucru fructifer de *Engelharatia brogniarti* Sap.

b) În depozitele *pannonian* superioare, dezvoltate în perimetrul satelor Călinești (văile Gruiului și Lechihorbului), Aliceni (Vîlceaua Pîlnii), Tîrșolț (văile Ciora, Lechinciora și Știborului), resturile de plante fosile sînt frecvente, însă prost conservate. Din ele provin impresiunile de *Buettneriophyllum tiliaefolium* (A. Braun) Knobloch et Kvácek, *Betula macrophylla* (Goeppert) Heer. De pe valea Lechihorbului, Alexandra Sagatovici (1968) menționează impresiuni de *Aceraceae.*

c) Cele mai multe plante fosile, relativ bine conservate, au fost colectate din stratele de apă dulce. Punctul cu plante fosile, care merită deosebită atenție, se găsește la nord de satul Racșa, pe pîrîul Talna, la circa 600 m amonte de confluența pîrîului Talna cu Pîrîul Satului. Pe malul stîng al pîrîului Talna, în fruntea terasei aflorează o succesiune reprezentată în bază prin nisipuri, iar la partea superioară prin marne cenușii-albăstrui. În marne se găsesc rare mulaje de moluște (*Viviparus* sp., *Unio* sp.). Din marne am recoltat exemplare de *Salix varians* Goepp., *S. ștefănescui* Mar. et Laur., *S. macrophylla*, Heer, *Salix* sp., precum și impresiuni care după aspectul general se aseamănă cu *Laurus primigenia* Ung., însă datorită proastei conservări au fost trecute la „Incertae".

Considerații paleontologice

Materialul paleofloristic studiat este alcătuit din impresiuni de frunze și fructe, mai rar rămurele (*Glyptostrobus europaeus*). Marea majoritate a impresiunilor sînt incomplete, fapt ce a îngreuiat determinarea. Uneori, datorită carbonizării, frunzele se reduc numai la impresiuni, din care se distinge doar forma limbului și nervurile de ordinul I și II. Avînd în vedere gradul de conservare, determinarea s-a făcut prin comparații, fără utilizarea analizelor cuticulare.

Familia **TAXODIACEAE**

Glyptostrobus europaeus (Brogniart) Heer

(pl. III, fig. 1, 2)

În colecție se găsesc două fragmente de rămurele cu frunzulițe solzoase dispuse spiralat. Rămurica de la planșa III, figura 1 are o lungime de aproape 4 cm și pe terminațiile ramificațiilor se găsesc inflorescențe mascule. Acest exemplar corespunde descrierilor făcute de R. Givulescu (1957) și E. Pop (1936). Rămurica din planșa III figura 2 se aseamănă cu cea figurată de W. Berger (1955).

Corespondentul actual este considerat *G. heterophyllus* Endl. din China, unde apare frecvent în zonele mlăștinoase și în apropierea orezăriilor.

Locul de recoltare : sarmațian, Valea Satului (satul Racșa); pannonian inferior, Valea Lupului.

Familia **PINACEAE**

Tsuga europaea Menzel

(pl. I, fig. 1)

Avem impresiunea unei singure frunzulițe aciculare, lungă de 13 mm și lată de 2 mm, cu nervura principală puțin pronunțată și vîrful rotunjit. După formă și dimensiuni se aseamănă cu *T. europaea* figurată de R. Givulescu (1962).

Se pare că *T. europaea* este înrudită cu actuala *T. canadensis* Carr., specie care preferă o atmosferă umedă, arealul ei cuprinzînd partea estică a Americii de Nord.

Locul de recoltare : sarmațian, Valea Satului.

Pinus sp.

O frunză aciculară lungă de 5 cm și lată de 1,5 mm aparține genului *Pinus* fiind prost conservată și incompletă; determinarea specifică este imposibilă.

Locul de recoltare : sarmațian, Valea Satului.

Familia **SALICACEAE**

Salix varians Goepp.

(pl. I, fig. 2; pl. III, fig. 3, 4)

Din numeroasele frunze cu caractere evidente de salcie, cinci exemplare se încadrează la acest tip. Frunzele au formă alungit-lanceolată, de

5—6 ori mai lungi decît late, îngustate către vîrf și bază, cu marginea întreagă. Nervura principală este puternică ; din aceasta pornesc numeroase nervuri secundare foarte puțin curbate. Unghiul de ieșire variază între 30 și 45°.

Exemplarele noastre se aseamănă cu cele descrise și figurate de I. Z. Barbu (1933).

Locul de recoltare : stratele de apă dulce, valea Talna.

Salix ștefănescui Mar. et Laur.

(pl. I, fig. 3 ; pl. III, fig. 5)

Impresiunile unor frunze de talie mare pot fi alăturate acestui tip. Frunzele sînt alungit-lanceolate, de circa 5—6 ori mai lungi decît late. Datorită dimensiunilor mari, vîrful și baza nu s-au păstrat. Marginea este întreagă sau slab serată. Nervurile secundare, numeroase, arcuite, formează cu nervura principală unghiuri cuprinse între 45 și 80°. Nervurile secundare incomplet dezvoltate sînt foarte numeroase.

Formele din colecția noastră se deosebesc doar prin talia sensibil mai mare decît a celor descrise și figurate de Marion și Laurent (1898) și Barbu (1933).

Locul de recoltare : stratele de apă dulce, valea Talna.

Salix macrophylla Heer

(pl. I, fig. 4, 5, 6, 7 ; pl. II, fig. 2, 7 ; pl. III, fig. 6, 7 ; pl. IV, fig. 1, 3, 4)

Numeroase impresiuni au caractere asemănătoare cu cele descrise de Heer (1885) pentru *S. macrophylla*. Impresiunile aparțin unor frunze lanceolate, a căror lățime putea să depășească 52 mm. Marginea este întreagă sau fin serată. Nervurile secundare, foarte numeroase și ușor arcuite, formează cu nervura principală unghiuri ce variază între 40 și 70°.

Caracterele descrise apropie impresiunile studiate de speciile actuale *S. triandra* L. și *S. fragilis L.*, dar mai ales de hibridul acestora *S. kovatsii* Kern. f. *latifolia* Nyár.

Locul de recoltare : stratele de apă dulce, valea Talna.

Salix sp.

(pl. I, fig. 8 ; pl. V, fig. 6)

Un fragment de impresiune reprezintă partea inferioară a unei frunze de salcie. Această frunză se deosebește de restul frunzelor studiate prin forma bazei care este auriculată. Restul caracterelor, marginea serată și valoarea unghiurilor de ieșire o apropie de *S. macrophylla*.

Locul de recoltare: stratele de apă dulce, valea Talna.

Familia **JUGLANDACEAE**

Engelhardtia brogniarti Sap.

(pl. II, fig. 3; pl. V, fig. 1)

La determinare ne-a folosit impresiunea unui involucru seminal trilobat, lobul median fiind cel mai dezvoltat. Nervațiunea lobilor este foarte bine păstrată și corespunde descrierilor făcute pentru acest tip de E n g e l h a r d t (1876), B e r g e r (1958) și G i v u l e s c u (1961).

E. brogniarti este cunoscută la noi în țară din oligocen pînă în pliocen. Corespondentul actual pare să fie *E. serrata* Bl. din Djawa.

Locul de recoltare : pannonian inferior, Valea Satului.

Familia **BETULACEAE**

Betula macrophylla (Goeppert) Heer

(pl. V, fig. 2)

O impresiune foliară a cărei bază nu s-a păstrat are caractere ce corespund speciei *B. macrophylla*. Impresiunea aparține unei frunze de talie mare, cu vîrful lung acuminat și marginea dublu dințată. Nervurile secundare pătrund în dințișorii mai mari, dințișorii mici fiind inserați de nervuri terțiare.

Corespondentul actual este considerat tipul nord american, atlantic, *B. papyrifera* Marsh (după G i v u l e s c u, 1969).

Locul de recoltare: pannonian superior, Vîlceaua Pîlnii, satul Aliceni.

Familia **MORACEAE**

Ficuș sp.

(pl. V, fig. 4)

Un fruct incomplet conservat seamănă prin aspectul său piriform cu sincarpul de *Ficus*.

Din pliocenul de la Timișani, B a r b u (1933) a descris și a figurat niște „fructe cu forma de pară" pe care le atribuie tipului *Ficus tiliaefolia* Heer ; acestea se aseamănă puțin și cu exemplarul nostru.

Locul de recoltare : pannonian inferior, Valea Lupului.

Familia **STERCULIACEAE**

Buettneriophyllum tiliaefolium (A. Braun) Knobloch et Kvacek

(pl. II, fig. 4, 5 ; pl. V, fig. 3)

Două impresiuni foliare ce aparțin acestui tip le-am primit de la Marina Gunnesch-Sălăgeanu. Nervura principală este puternică. Nervurile laterale sînt în număr de trei și respectiv două, de-o parte și de alta a nervurii principale. Nervurile terțiare sînt paralele între ele și perpendiculare pe celelalte nervuri, formînd o rețea caracteristică.

Formele noastre se deosebesc de cele descrise de Givulescu (1960 *b*, 1969) prin prezența unor nervuri secundare ce apar pe fața inferioară a nervurilor laterale din imediata apropiere a nervurii principale.

Locul de recoltare : pannonian superior, valea Lechincioara, Tîrșolț.

Incertae

Trei impresiuni foliare incomplete nu au conservate suficiente caractere pentru a permite încadrarea lor în taxonomie. Două din acestea le-am figurat (pl. II, fig. 1, 6 ; pl. IV, fig. 2 ; pl. V, fig. 5).

Aspectul general al unor impresiuni foliare dubioase se apropie de cel al lauraceelor. Exemplarul figurat pe planșa II, figura 1 și planșa IV, figura 2 este asemănător speciei *Laurus primigenia* Ung. dar datorită carbonizării frunzei, alte caractere nu s-au putut conserva.

CONCLUZII

În lucrare au fost descrise 11 tipuri de plante fosile, din care opt sînt determinate specific și aparțin la familiile : *Taxodiaceae*, *Pinaceae*, *Salicaceae*, *Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Moraceae* și *Sterculiaceae*.

Din punct de vedere stratigrafic, acestea sînt repartizate astfel : trei tipuri în sarmațian ; două în pannonianul inferior ; două în pannonianul superior și 4 în stratele de apă dulce. Plantele fosile studiate se încadrează ca vîrstă în orizonturile stratigrafice stabilite pe bază de moluște și foraminifere și vin în concordanță cu datele cunoscute din literatură. Răspîndirea în timp pe teritoriul României poate fi urmărită în tabelul nr. 1.

Corespondenții actuali ai plantelor fosile colectate din depozitele sarmațiene și pannoniene se dezvoltă în condiții de climă caldă și umedă.

Prezența în stratele de apă dulce a numeroase frunze de *Salix*, aparținînd la cel puțin trei specii, ne permite să presupunem că în timpul însedimentării acestora clima se apropia de cea actuală, adică exista un climat temperat-umed.

Tabelul nr. 1

Corelarea plantelor fosile din Bazinul Oașului cu principalele puncte fosilifere din România

SPECIA \ RĂSPÎNDIREA	Bazinul Oașului				ROMÂNIA																									
					O—A		T	SARMAȚIAN											PLIOCEN												
	Sarmațian	Pannonian inferior	Pannonian superior	Stratele de apă dulce	Muereasca de Sus	Petroșani	Glîmboca	Baia Sprie	Bobâlța	Comănești	Fălticeni	Feleac	Lapoș	Luncușoara	Rîmești	Săcel	Berîndia	Bodoș	Borsec	Chiuzbaia	Cornițel	Derna (Oradea)	Gheghie	Filipeștii de Pădure	Timișani	Valea Neagră
Glyptostrobus europaeus (Brogn.) Heer	+	+				+		+		+	+		+	+	+	+	+		+	+	+	+	+			+
Tsuga europaea Menzel	+																									+
Pinus sp.	+																									
Salix varians Goepp.				+	+		+						+		+				+						+	
S. ștefănescui Mor. et Laur.				+																					+	
S. macrophylla Heer				+																						
Salix sp.				+																						
Engelhardtia brogniarti Sap.		+			+				+			+									+					
Betula macrophylla (Goepp.) Heer			+					+												+						
Ficus sp.		+																								
Buettneriophyllum tileaefolia (A. Braun) Knobloch et Kvacek			+					+										+		+				+	+	

O—A = Oligocen — Aquitanian
T = Tartonian

PLANȘA I

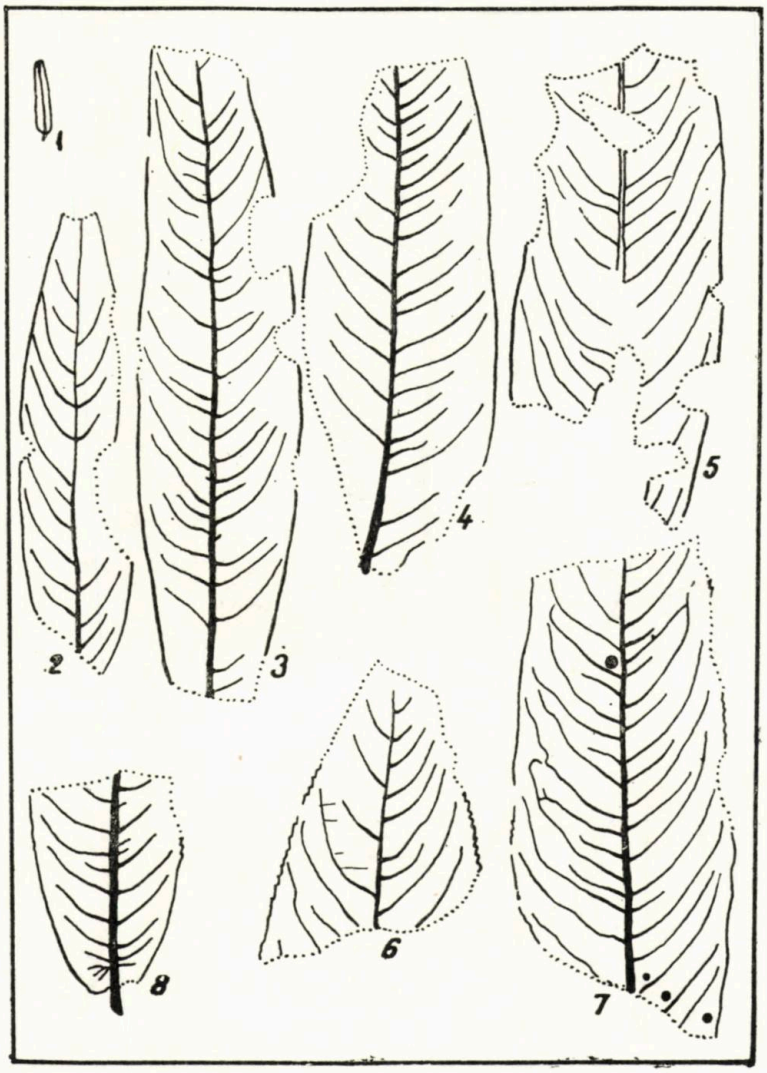


Fig. 1. — *Tsuga europaea* Menzel (×0,80).
Fig. 2. — *Salix varians* Goepp. (×0,80).
Fig. 3. — *Salix ștefănescui* Mar. et Laur. (×0,80).
Fig. 4, 5, 6, 7. — *Salix macrophylla* Heer (×0,80).
Fig. 8. — *Salix* sp. (×0,80).

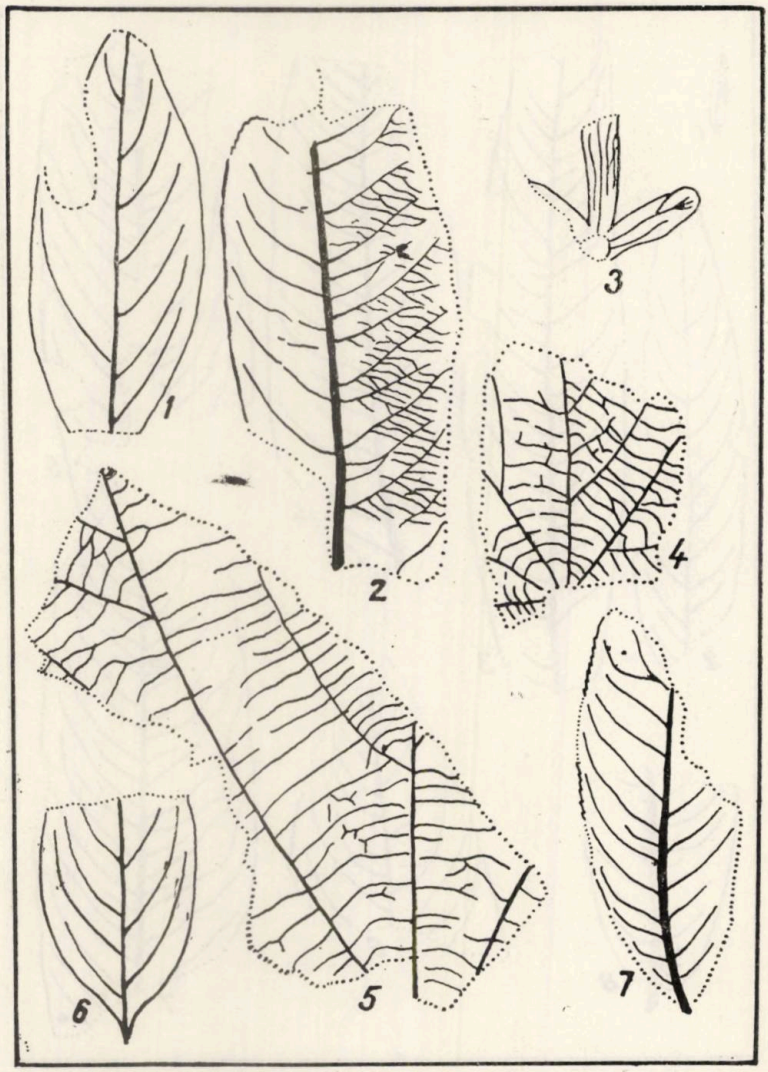


Fig. 1, 6. — Frunze indeterminabile (×0,80).
Fig. 2, 7. — *Salix macrophylla* Heer (×0,80).
Fig. 3. — *Engelhardtia brogniarti* Sap. (×0,80).
Fig. 4,5. — *Buettneriophyllum tiliaefolium* (A. Braun) Knobloch et Kvacek (×0,80).

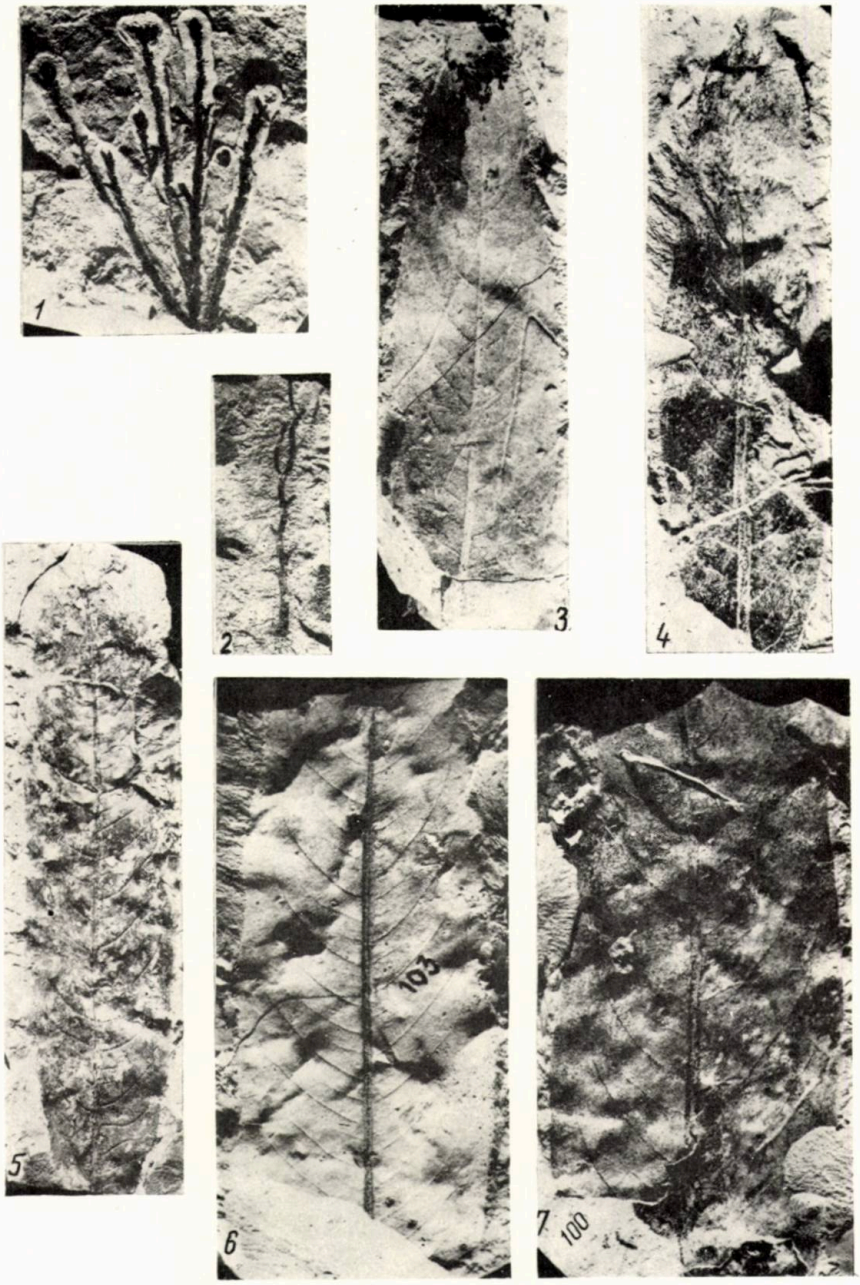


Fig. 1, 2. — *Glyptostrobus europaeus* (Brogniart) Heer.
Fig. 3, 4. — *Salix varians* Goepp.
Fig. 5. — *Salix ștefănescui* Mar. et Laur.
Fig. 6,7. — *Salix macrophylla* Heer.

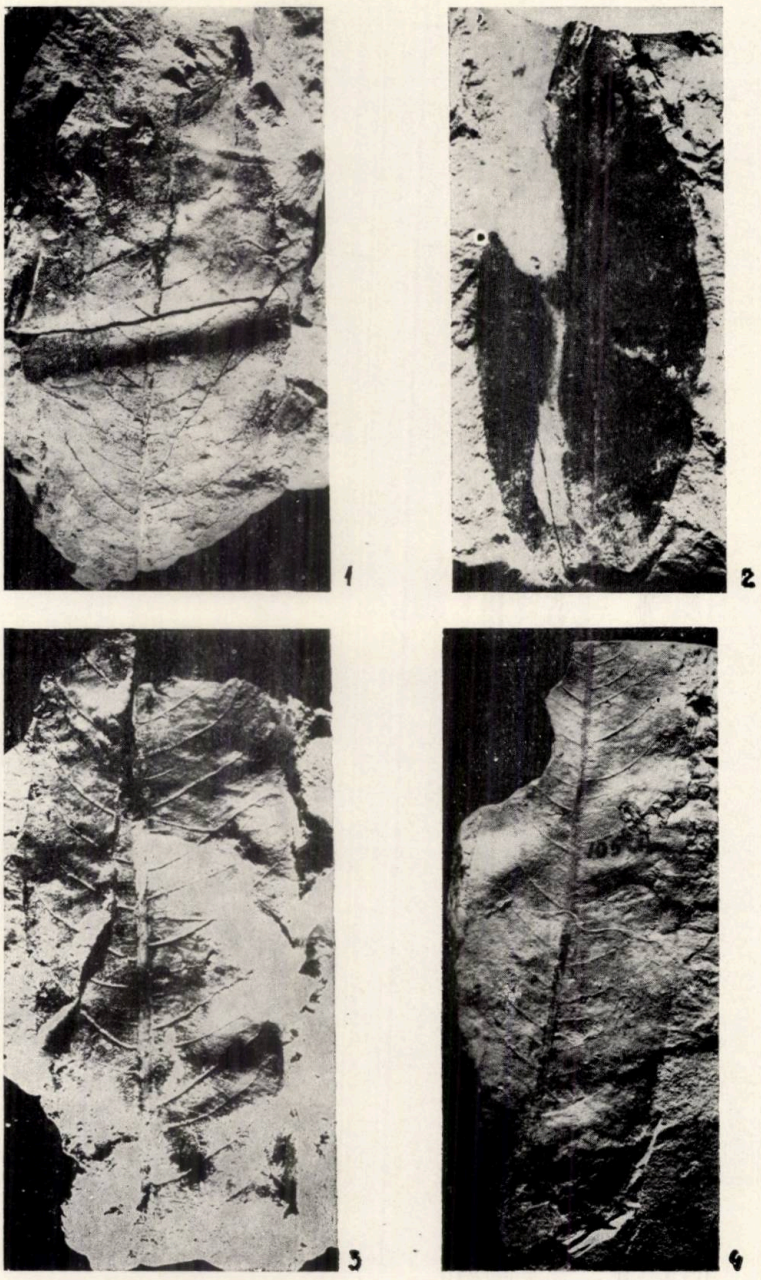
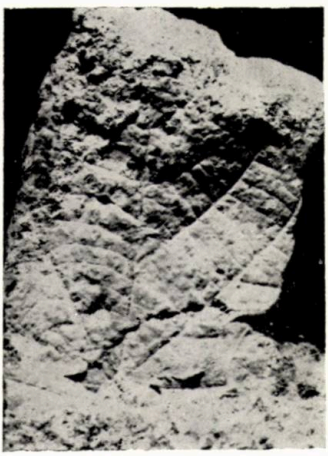


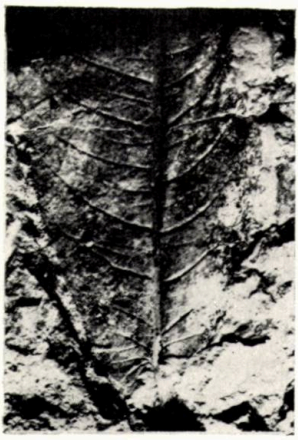
Fig. 1, 3, 4. — *Salix macrophylla* Heer.
Fig. 2. — Frunză indeterminabilă.

1

2



3



6.

4

5

Fig. 1. — *Engelhardtia brogniarti* Sap.
Fig. 2. — *Betula macrophylla* (Goepp.) Heer.
Fig. 3. — *Buettneriophyllum tiliaefolium* (A. Braun). Knobloch et Kvacek.
Fig. 4. — *Ficus* sp.
Fig. 5. — Frunză indeterminabilă.
Fig. 6. — *Salix* sp.

CONTRIBUTION À L'ETUDE DE LA FLORE FOSSILE DU BASSIN D'OAȘ

RÉSUMÉ

Les auteurs analysent le contenu paléofloristique de plusieurs points fossilifères du bassin d'Oaș, situé au NW de la Roumanie.

L'âg e des dépôts contenant une flore fossile a éte établi en prenant pour base la faune et la microfaune fossile. La répartition stratigraphique des onze espèces que l'on décrit pour la première fois dans cette région est la suivante : *Glyptostrobus europaeus*, *Tsuga europaea*, *Pinus* sp. dans le Sarmatien ; *Glyptostrobus europaeus*, *Ficus* sp., *Engelhardtia brogniarti* dans le Pannonien inférieur ; *Buettneriophyllum tiliaefolia* et *Betula macrophylla* dans le Pannonien supérieur. Les correspondants actuels de ces espèces se développent dans un climat chaud-humide.

Parmi les « couches d'eau douce » on a déterminé : *Salix varians*, *S. ștefănescui*, *S. macrophylla*, *Salix* sp. Vu la présence d'un grand nombre d'exemplaires de *Salix*, les auteurs supposent qu'à l'époque de la sédimentation des « couches d'eau douce » le climat de la région était tempéré-humide, rapproché du climat actuel.

BIBLIOGRAFIE

Andreánszky G. (1959), *Die Flora der Sarmatischen Stufe in Ungarn*, Akad. Kiado, Budapesta.

Barbu I. Z. (1933), *Flora fosilă de la Timișani, jud. Gorj*, Notiones Biologicae, **I**, *2*, București.

— (1936), *Flora fosilă de la Muereasca de Sus, județul Vîlcea*, Acad. Rom., Mem. Secț. șt., Seria a III-a, **XI**, *9*, București.

— (1954), *Flora fosilă din Terțiarul Olteniei*, An. Com. geol., **XXVII**.

Berger W. (1955), *Die altpliozäne Flora des Laaerberges in Wien*, Palaeontographica Abt. B. **97**, *3—6*, Stuttgart.

— (1958), *Untersuchungen an der Obermiozänen (Sarmatischen) Flora von Gabbro (Monti Livornesi) in der Toskana*, Palaeontographia Italia, **LI** (n. ser. XXI), Pisa.

Engelhardt H. (1876), *Kenntnis der fossilen Pflanzen Böhmens*, Nova Acta, **XXXVIII**, *4*, Dresden.

Givulescu R. (1957), *Flora pliocenă de la Cornițel*, Edit. Acad. R.P.R., București.

— (1960 *a*), *Palaeobotanische Notizen über Buettneriophyllum aequalifolium (Goepp.) Giv.*, Flora der Allgemeine Botanische Zeitung, *149*, Jena.

— (1960 *b*), *Die fossile Flora von Sinersig (Rumänien)*, Geologie, Jahr., **9**, *7*, Berlin.

— (1960 *c*), *Neue Untersuchungen über die Pflanzenführenden Mergel von Gheghie (Bez. Oradea — Grosswardein (Rumänien)*, Acta Bot., Acad. Scient. Hung., **VI**, *1—2*, Budapesta.

— (1961), *Die fossile Flora von Beznea (Bez. Oradea)*., N. Jb. Geol. Palÿont., Abh., **113**, *3*, Stuttgart.

— (1962), *Die fossile Flora von Valea Neagră (Bez. Crișana)*, Palaeontographica, Abt. B, **III**, *5—6*, Stuttgart.

Givulescu R., Ghiurca V. (1969), *Flora pliocenă de la Chiuzbaia (Maramureș) cu un studiu geologic introductiv*, Mem. Inst. geol., **X**, București.

Heer O. (1885), *Die tertiäre Flora der Schweiz (Flora tertiaria Helvetiae)*, **I**, **II**, **III**, 1855, 1856 1859, Viena.

Ionesi B., Sagatovici Alexandra (1970), *Microfauna depozitelor sarmațiene din Bazinu Oaș*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie **15**, 1.
Marion A. F., Laurent L. (1898), *Examinarea unei colecțiuni de vegetale fosile din România*, An. Mus. geol.-paleont., **II**, București.
Pop E. (1936), *Flora pliocenica de la Borsec*, Cluj.
Sagatovici Alexandra (1968), *Studiul geologic al părții de vest și centrale a bazinului Oaș*, St. tehn. econ., Seria J., Stratigrafie, **5**, București.
Schimper W. Ph. (1872), *Traité de paléontologie végétale*, **I—III**, Paris.

Primit în redacție la 10 noiembrie 1972

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie
și
Întreprinderea geologică de prospecțiuni
pentru substanțe minerale solide

O NOUĂ IVIRE DE DEPOZITE BADENIENE ÎN NV TRANSILVANIEI

DE

DOINA IONESCU

55(05)

Hărţile geologice, publicate sau în manuscris [1], referitoare la partea de nord al Munţilor Bîc (Făget) pun în evidenţă doar depozite pannoniene argiloase şi nisipoase cenuşii sau gălbui dispuse peste cristalinul seriei de Someş şi acoperite de depozite pleistocene medii. Badenianul (tortonianul) apare doar în foraje în partea internă a Bazinului Baia Mare îmbrăcînd un facies marnos-tufaceu.

Cercetările noastre [2] efectuate în împrejurimile localităţii Crucişor pun în evidenţă o ivire de depozite badeniene în facies litoral, comparabilă cu ivirile similare din Culoarul Chioarului, cercetate de Emilia Saulea şi Aurelia Bărbulescu (1957), de L. Voiculescu, V. Ghiurca (1969) şi de noi (1971).

Ivirea se localizează pe cursul superior al văii Văraştinii, în aval de locul denumit „La Scăldări", pe teritoriul comunei Crucişor, la limita nordică a masivului cristalin al Bîcului (fig. 1).

Aici, după cum indică şi toponimia, localnicii extrag „piatra de var" necesară pentru construcţii din nişte gropi, actualmente în bună parte astupate de alunecările recente. În jur se văd numeroase blocuri de calcare albe-gălbui cu *Lithothammium*, asemănătoare pînă la identitate cu calcarele de tip Leitha din Culoarul Chioarului, şi vechi cuptoare de ars var. Numeroase case ale localnicilor din comuna Crucişor sînt fundate pe astfel de calcare.

---

1. G. Bulgaru, Mihaela-Doina Gheorghian, M. Gheorghian, Magdalena Radu (1963), *Raport geologic asupra prospecţiunilor în N Baz. Transilvaniei, în zona V. Lăpuşului (Coaş) — V. Tîrlişua, Completarea prospecţiunilor din jurul Cristalinului M. Făget (Bîc)*, arh. M.M.P.G.

2 Doina Ionescu, I. Kalmár (1967), *Prospecţiuni geologice pentru ocru la Crucişor (regiunea Maramureş)*, raport, arh. M. M. P. G.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 273–276, Bucureşti, 1973

18–c, 2551

La microscop (fig. 2), în rocă apare thalul cu aspect reticulat al algei calcaroase, într-o masă fină granulară de calcit. Materialul organo-detritic, subordonat, este constituit din fragmente de cochilii și spat de echinide, iar cel epiclastic din rare granule de cuarț metamorfogen și foițe de muscovit.

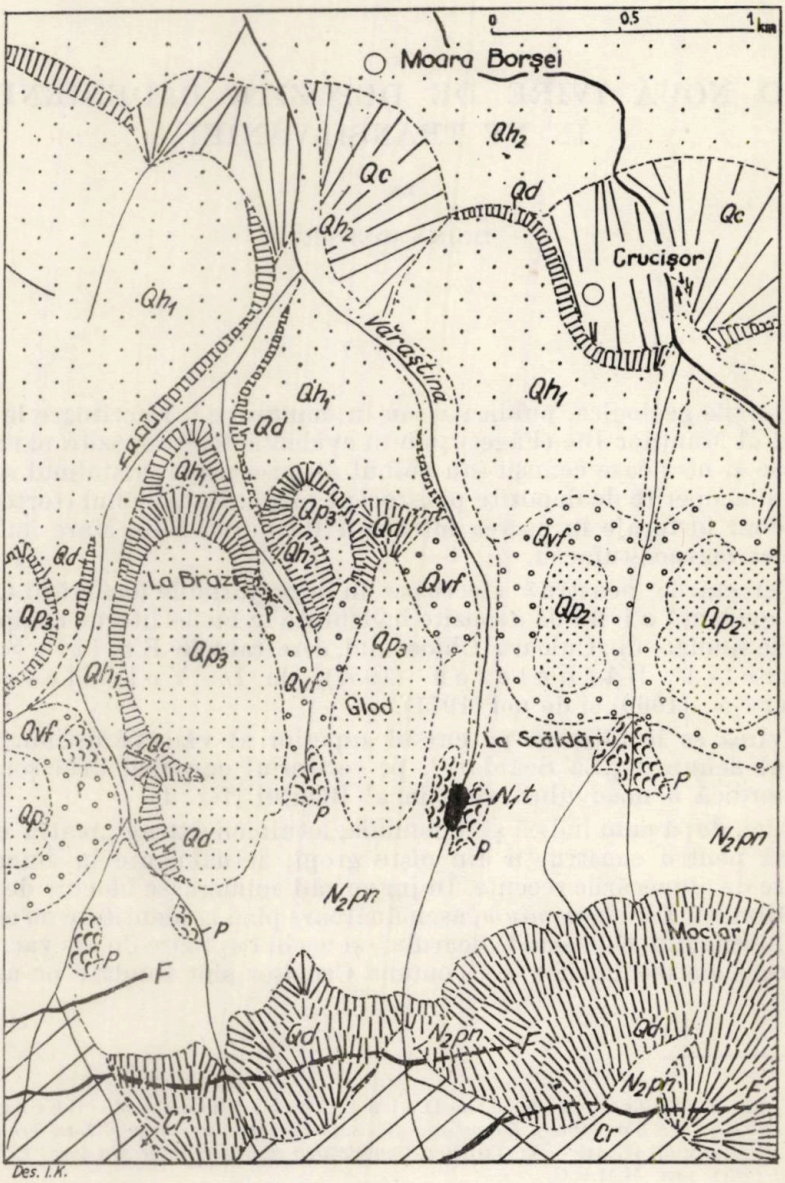


Fig. 1. — Harta geologică a împrejurimilor localității Crucișor, după datele autorului.

Cr, Cristalin; N_1 *t*, tortonian; N_2 *Pn*, pannonian; *Qvf*, villafranchian; Q_p, pleistocen; *Qh*, holocen *p*, pornituri; *Qc*, conuri de dejectie. *Qd*, deluviu.

Analiza chimică (tabelul nr. 1) pune în evidenţă prezenţa unui calcar slab nisipos (după clasificaţia lui Vişneacov, fig. 3). S-au calculat mineralele normative ; remarcăm prezenţa compuşilor de stronţiu şi a sulfurilor de fier.

Fig. 2. — Calcar de tip Leitha. Nicoli II, 22 ×.

k, calcit. *l*, thal de *Lithothamnium*; *q*, cuarţ.

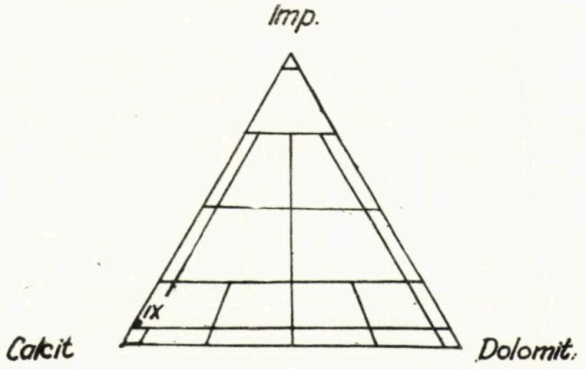


Fig. 3. — Proiecţia datelor din tabelul nr. 1 în diagrama Vişneakov, colţ sting. IX, calcare nisipoase.

Este posibil ca pe bordura de SV al Masivului Bîcului să existe şi alte asemenea iviri. Ca dovadă, avem fragmentele de calcare şi de gresii calcaroase care apar din cînd în cînd în aluviunile Homorodului şi ale altor

Tabelul nr. 1

Analiza chimică* a unor calcare de tip Leitha de la Vărăştina, com. Crucişor

Date analitice		Minerale normative	
	%		%
CaO	51,22	Calcit	90,52
MgO	0,30	Dolomit	1,41
SiO_2	0,30	Caolinit	1,25
Al_2O_3	0,95	Diaspor	1,30
Fe_2O_3	1,02	Goethit	1,81
FeO	0,38	Hidrohematit	0,30
P_2O_5	0,58	Apatit	1,00
S total	0,28	Pirită	0,45
SrO**	0,03	Melnicovit	0,20
CO_2	42,29	Celestină	0,10
H_2P	0,53	C organic	1,66
Total	100,00	Total	100,00

* Analist : Carmen Agrigoroaiei.
** Determinarea spectrală (dr. Ponta Tuliu).

cursuri de apă. Ele ar reprezenta o „salbă" de recifi calcaroşi, în apropierea litoralului, întregindu-ne astfel imaginea paleogeografică a bazinelor Sălajului şi Băii Mari din timpul badenianului superior.

UNE NOUVELLE APPARITION DE DÉPÔTS D'ÂGE BADÉNIEN AU NW DE LA TRANSYLVANIE

RÉSUMÉ

On présente une nouvelle apparition de dépôts d'âge badénien constituée par des calcaires à *Lithothamnium*, dans la bordure NW du massif de Bîc (NW de la Transylvanie). Elle représente un des nombreux récifs qui l'entourent vers le N et le W, non mentionnés jusqu'à cette note.

BIBLIOGRAFIE

KALMÁR I., IONESCU DOINA (1970), *Considerații asupra vulcanismului tortonian din partea NW a masivului Preluca (județul Maramureș)*, D. S. Inst. geol., **LVI**/1 (1968—1969), București.

KALMÁR I., IONESCU DOINA (1971), *Zăcământul de ocru de la Poiana Codrului*, Com. Soc. șt. geol., **XII**, București.

MARINESCU F., MARINESCU JOSEFINA (1962), *Contribuții la cunoașterea Paleogenului și Neogenului din colțul de NW al masivului Preluca*, D. S. Com. geol., **XLIII**, București.

SAULEA EMILIA, BĂRBULESCU Aurelia (1957), *Contribuții la cunoașterea Miocenului din regiunea Țicău — Iadăra (bazinul Baia-Mare)*, An. Univ. ,,C. I. Parhon'', *15*, București.

VOICULESCU L., GHIURCA V. (1969), *Cercetări mineralogice asupra gresiilor și calcarelor tortonian superioare din bazinul Baia-Mare*, Studia Univ. ,,Babeș-Bolyai'', Series geol.-geogr., **XIV**, *1*, Cluj.

Primit în redacție la 11 octombrie 1972

Institutul de studii și proiectări îmbunătățiri funciare București — Laboratorul geotehnic

ASUPRA PREZENȚEI STRATELOR CU *CRYPTOMACTRA* ȘI A VÎRSTEI STRATELOR DE ANDREIAȘU ÎN BAZINUL RÎULUI PUTNA (VRANCEA)

DE

H. NICHIFORESCU, TAMARA NICHIFORESCU

55(05)

Apariția și dezvoltarea formelor de *Cryptomactra* reprezintă un bun reper biostratigrafic în faciesul pelitic al depozitelor sarmațiene, cu o mare arie de răspîndire. Stratele cu *Cryptomactra* au fost citate în Bazinul Pannonic, în Bazinul Transilvaniei, Depresiunea Getică, Depresiunea Pericarpatică, în R.S.S. Moldovenească, Ucraina de sud și Depresiunea Precaucaziană, unde caracterizează partea inferioară a sarmațianului mediu.

Localizarea precisă în scara stratigrafică a miocenului superior a conferit stratelor cu *Cryptomactra* o valoare deosebită și explică cercetările geologice care au urmărit identificarea lor.

În Depresiunea Pericarpatică, în zona de curbură a Carpaților Orientali, stratele cu *Cryptomactra* au fost puse în evidență de Emilia Saulea (1956) pe valea Rîmnicului Sărat și de I. Andreescu și I. Papaianopol (1970), pe valea Milcovului.

Spre nord, în bazinul rîului Putna, cercetările geologice anterioare, efectuate de R. Ciocîrdel (1943, 1950, 1953), Gr. Alexandrescu și C. Georgescu (1959), Gr. Popescu[1], Gh. Vasilescu și Magdalena Vasilescu[2], I. Rădulescu și A. Damian (1966) și Nec. Macarovici, I. C. Motaș și L. Contescu (1967) în depozitele miocenului, indică bessarabianul superior drept cel mai vechi termen al sarmațianului, reprezentat printr-un facies pelitic. Aceste depozite au fost separate de majoritatea cercetătorilor citați mai sus sub numele de „orizontul marnos" al sarmațianului. În cadrul acestei separații litologice, spre partea sa inferioară, noi am pus

[1] Gr. Popescu (1952), *Raport definitiv asupra regiunii Cîmpuri — Valea Sării, Vrancea*, arh. I.G.P.S.M.S., București.

[2] Gh. Vasilescu, Magdalena Vasilescu (1966), *Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru sare, săruri de potasiu și hidrocarburi în regiunea Tulnici — Valea Sării — Vrîncioaia (M-ții Vrancei)*, arh. I.G.P.S.M.S., București.

în evidență existența stratelor cu *Cryptomactra*, deci a bessarabianului inferior.

Pe valea Fîntînii, afluent drept al Pîrîului Sărat — la rîndul lui afluent al rîului Putna — în apropiere de localitatea Poduri, au fost recoltate și determinate numeroase exemplare bine conservate de *Cryptomactra pes-anseris* Meyer, predominante numeric, alături de care au mai fost recunoscute forme rare și prost conservate de *Cardium gatuevi* Koles., *Ervilia* sp., ostracode și următoarea asociație microfaunistică: „*Sphaeridia*", *Porosononion subgranosus* (Egger), *Triloculina consobrina sarmatica* Geike, *T. angustioris* (Bogd.), *Dogielina sarmatica* Bogd. et Vol. Această asociație microfaunistică, determinată de Doina Gheorghian, este caracteristică stratelor cu *Cryptomactra*, fiind întîlnită și în alte regiuni ale Depresiunii Pericarpatice și ale Depresiunii Getice.

Formele citate anterior au fost recoltate dintr-un pachet de marne cenușii, foarte nisipoase, slab stratificate, cu spărtură concoidală, cu frecvent material vegetal incarbonizat, situat la circa 40 m deasupra unui nivel lumașelic cu congerii carenate, care probabil nu este în loc.

Aceeași asociație macro- și microfaunistică, cantonată în marne de același tip cu cele de pe valea Fîntînii, a mai fost recunoscută pe pîrîul Runcului, alt afluent drept al Pîrîului Sărat, la aproximativ 1,5 km sud de aflorimentul anterior.

Amonte de aceste puncte, după o lacună de observație de 12—15 m, într-un pachet de marne de circa 8 m grosime, au fost recoltate și determinate următoarele specii: *Cardium* (*Cerastoderma*) *obsoletum vindobonense* Partsch, *Modiolus incrassatus* d'Orb., *Ervilia* sp., fără exemplare de *Cryptomactra pes-anseris*. Nici mai sus în coloana stratigrafică, această specie n-a mai fost întîlnită pe valea Fîntînii și valea Runcului. Prin urmare, stratele cu *Cryptomactra* au în această regiune o grosime restrînsă, greu de apreciat din cauza deschiderilor naturale sporadice. Ea ar putea fi de 50—60 m (pînă la limita cu stratele de Andreiașu sînt aproximativ 50 m grosime stratigrafică).

În același bazin al rîului Putna, în apropiere de drumul Focșani — Tulnici, la intrarea în localitatea Valea Sării, se observă o trecere gradată de la nisipurile grosiere cu intercalații marnoase-argiloase ale stratelor de Andreiașu, la marnele cu rare nivele grezoase, subțiri, cu *Tapes aksajikus* Bog., *Musculus naviculatus naviculatus* Koles., *Abra* sp., forme care indică cu probabilitate volhinianul superior.

Aceeași trecere gradată a fost clar urmărită și pe valea Gornetului, unde în baza orizontului marnos al sarmațianului a fost determinată o asociație faunistică reprezentată prin: *Modiolus incrassatus buglovensis* Gat., *Cardium* ex gr. *lithopodolicum* Dub., *C.* ex gr. *praeplicatum* Hilb., *Theodoxus* sp., *Hydrobia (Hydrobia) andrussowi ujratamense* Koles., *Pseudamnicola* sp.

Asociația menționată este caracteristică volhinianului superior. Cîțiva metri deasupra au fost găsite și exemplare rare, prost conservate, de *Cryptomactra pes-anseris*.

În urma datelor prezentate pînă acum am ajuns la următoarele concluzii:

— între stratele de Andreiașu (strate de Andrieșu — O. Bolgiu, 1944) și orizontul marnos al bessarabianului există în această regiune

după cum observă şi R. Ciocîrdel (1950) — continuitate de sedimentare ;

— orizontul marnos al sarmaţianului conţine în mod sigur spre partea sa inferioară stratele cu *Cryptomactra pes-anseris* caracteristice bessarabianului inferior şi probabil pe Pîrîul Sărat şi pîrîul Gornetului, precum şi în apropierea drumului Focşani — Tulnici, volhinianul superior. Această situaţie este asemănătoare cu cea expusă de I. Andreescu şi I. Papaianopol (1970) în valea Milcovului, unde existenţa volhinianului superior în baza „orizontului argilos" este argumentată cu o bogată asociaţie faunistică.

Ţinînd cont de aceste constatări şi de rezultatele cercetătorilor anteriori — în stratele de Andreiaşu, Fl. Olteanu şi M. Popescu[3] şi Gh. Vasilescu, Magdalena Vasilescu[4] citează radiolari, iar R. Ciocîrdel (1950) fragmente indeterminabile de mactre — , considerăm că stratele de Andreiaşu formează o serie comprehensivă de vîrstă tortonian superior — volhinian inferior. Este infirmată ideea prezentată de I. Rădulescu şi A. Damian (1966), conform căreia stratele de Andreiaşu constituie un facies lateral (vestic) al volhinian-bessarabianului, în contact tectonic, în lungul dislocaţiei Caşin — Bisoca, cu faciesul estic, pelitic, al acestor subetaje. Trebuie să mai adăugăm că, de fapt, dislocaţia Caşin — Bisoca se situează în această regiune la vest de stratele de Andreiaşu şi prin urmare nu poate aduce în contact anormal cele două faciesuri ale volhinian-bessarabianului, chiar dacă ele ar exista.

Prin identificarea bessarabianului inferior (stratele cu *Cryptomactra*) şi prin posibilitatea existenţei volhinianului superior în bazinul rîului Putna, acestea formează o bandă continuă de apoape 40 km, începînd din valea Rîmnicului Sărat, prin valea Milcovului, pînă în valea Putnei, precizînd astfel vîrsta şi extinderea orizontului marnos al sarmaţianului şi, indirect, vîrsta stratelor de Andreiaşu.

SUR LA PRÉSENCE DES COUCHES À *CRYPTOMACTRA* ET SUR L'ÂGE DES COUCHES D'ANDREIAŞU DANS LE BASSIN DE PUTNA (VRANCEA)

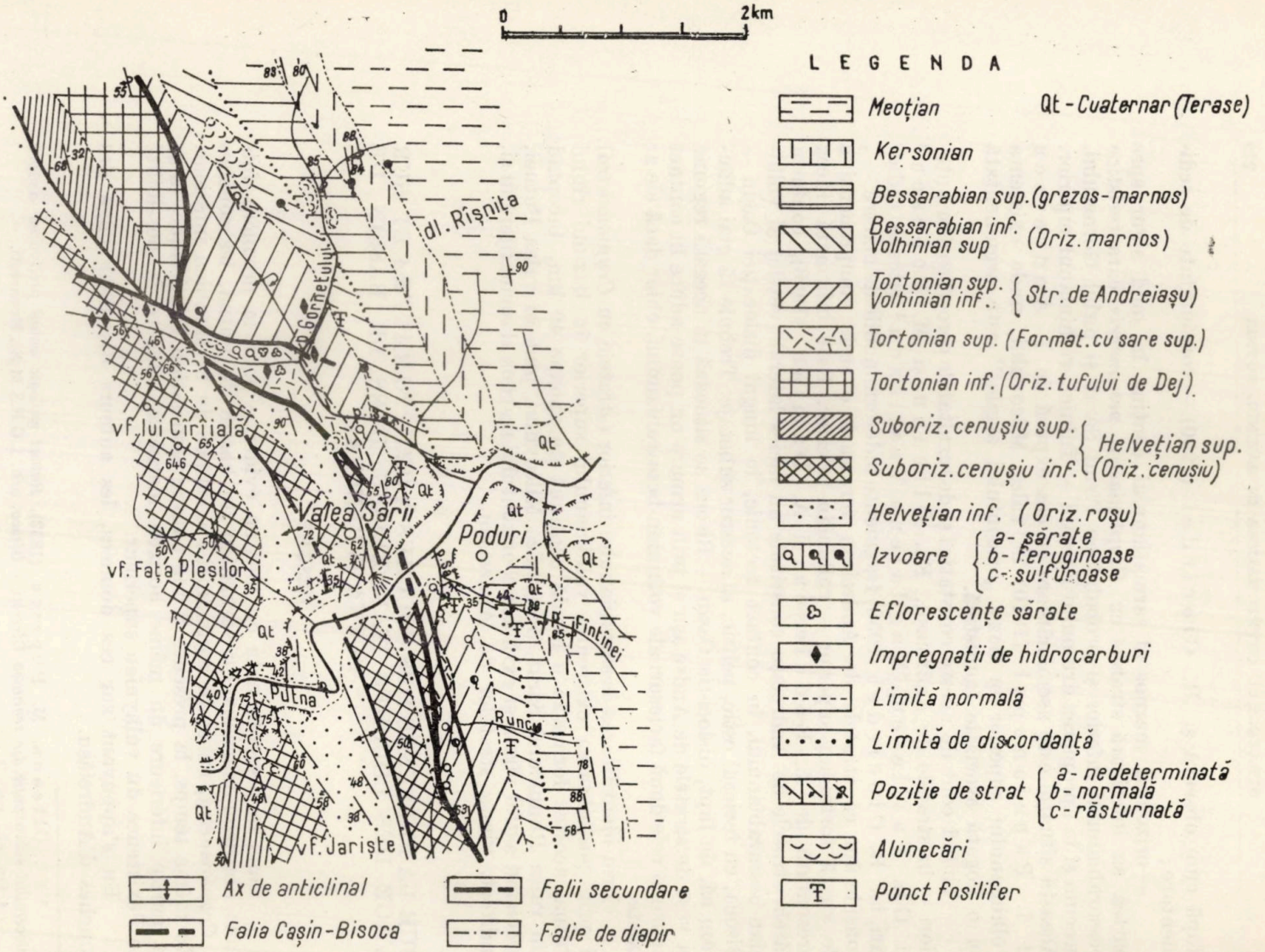
RÉSUMÉ

Dans la présente note on met en évidence pour la première fois dans l'horizon marneux du sarmatien du bassin de Putna, les couches à *Cryptomactra*, en établissant ainsi l'existence du bessarabien inférieur. En même temps, la présence d'une pauvre association faunistique, dans la partie inférieure du même horizon marneux, suggère la possibilité de l'existence du volhynien supérieur.

En s'appuyant sur ces données, les auteurs discutent l'âge des couches d'Andreiaşu.

[3] Fl. Olteanu, M. Popescu (1952), *Raport geologic anual preliminar asupra miocenului subcarpatic din regiunea Bîrseşti — Bisoca*, arh. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

[4] Op. cit. pct. 2.


0
2km
LEGENDA
Meoțian
Qt - Cuaternar (Terase)
Kersonian
Bessarabian sup. (grezos-marnos)
Bessarabian inf.
Volhinian sup
(Oriz. marnos)
Tortonian sup.
Volhinian inf.
Str. de Andreiașu)
Tortonian sup. (Format. cu sare sup.)
Tortonian inf. (Oriz. tufului de Dej)
Suboriz. cenușiu sup.
Suboriz. cenușiu inf.
Helvețian sup.
(Oriz. cenușiu)
Helvețian inf. (Oriz. roșu)
Izvoare
a- sărate
b- feruginoase
c- sulfuroase
Eflorescențe sărate
Impregnații de hidrocarburi
Limită normală
Limită de discordanță
Poziție de strat
a- nedeterminată
b- normală
c- răsturnată
Alunecări
Punct fosilifer
Ax de anticlinal
Falii secundare
Falia Cașin-Bisoca
Falie de diapir
dl. Rîșnița
vf. lui Cîrîială
Valea Sării
Poduri
vf. Fața Pleșilor
Putna
Runcu
vf. Jariște
Qt

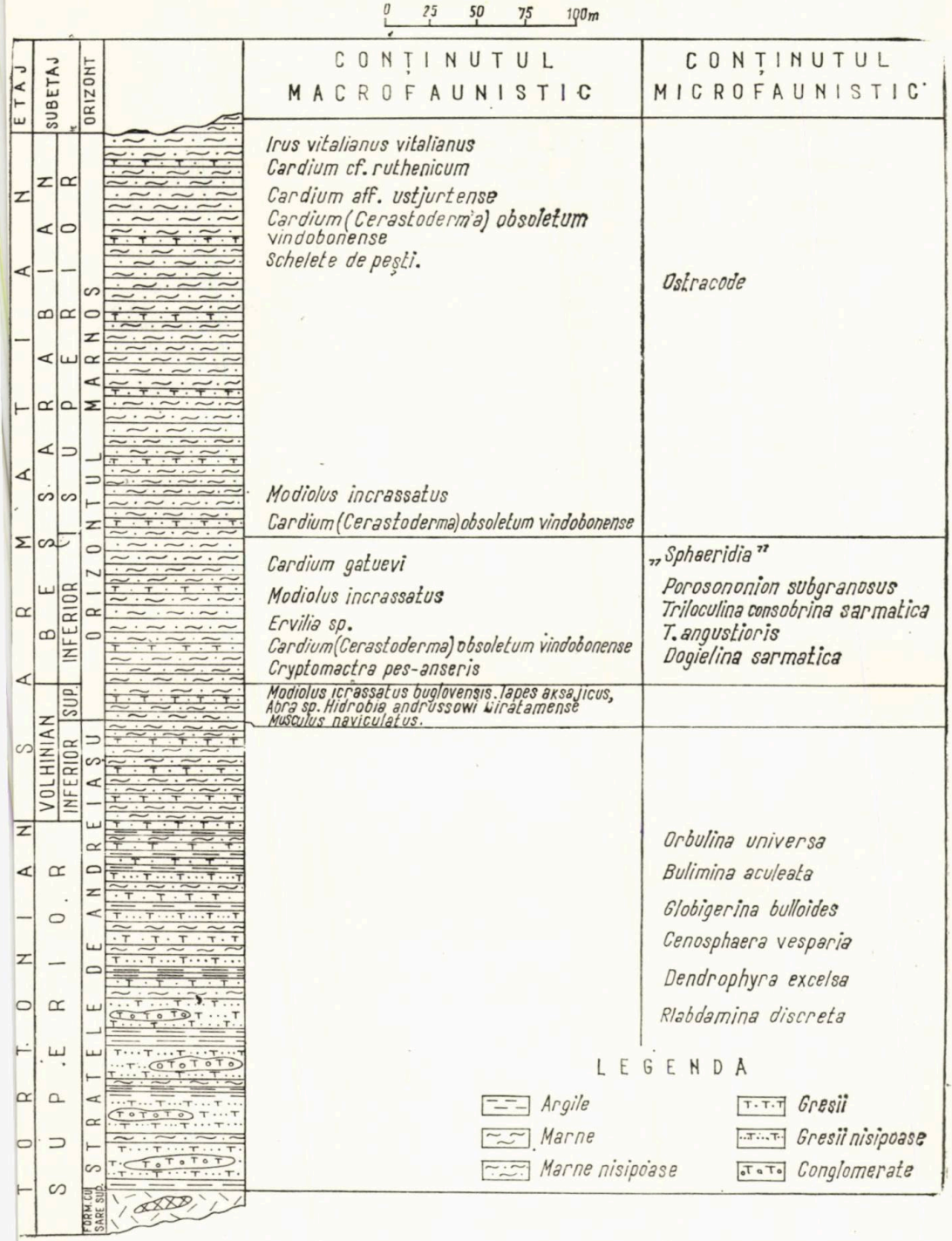


Fig. 2. — Coloană litostratigrafică sintetică a depozitelor miocenului superior din bazinul rîului Putna (Vrancea).

BIBLIOGRAFIE

ALEXANDRESCU GR., GEORGESCU C. (1959), *Asupra formațiunii cu sare dintre Paltin și Valea Sării (Vrancea)*, D. S. Com. geol., **XLVI**.

ANDREESCU I., PAPAIANOPOL I., (1970), *Biostratigrafia depozitelor sarmațiene dintre văile Milcov și Rîmnicu Sărat*, St. cerc geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **15**, *2*.,

BOLGIU O. (1944), *Neue Daten zur Geologie des Gebietes von Năruja-Andreiașul ((Rumänien)*, Mitt. Alpenl. geol. Ver. Oester, **35**, Viena.

CIOCÎRDEL R. (1943), *Mio-Pliocenul dintre rîurile Trotuș și Milcov*, Monit. Petrol. Rom., *21—22*.

— (1950), *Neogenul din partea sudică a districtului Putna*, An. Com. geol., **XXIII**.

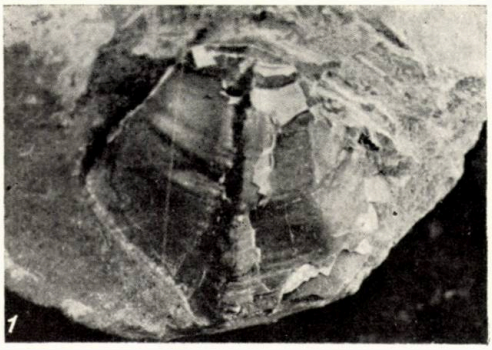
— (1953), *Geologia regiunii Andreiașu (Putna)*, D.S. Com. geol., **XXXVII**.

MACAROVICI NEC., MOTAȘ C. I., CONTESCU L. (1967), *Caractères stratigrafiques et sédimentologiques des dépôts sarmato-pliocènes de la courbure des Carpates Orientales*, An. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, secțiunea a II-a (șt. nat., geol.-geogr.), **XIII**.

RĂDULESCU I., DAMIAN A. (1966), *Asupra vîrstei stratelor de Andreiașu*, Petrol și Gaze, *7*.

Primit în redacție la 10 noiembrie 1972

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide



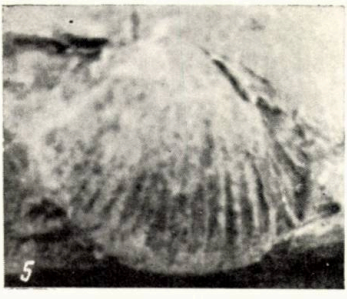


Fig. 1, 2, 3. — *Cryptomactra pes-anseris* Andrus. (× 4, × 2, × 3), valea Fîntînii, pîrîul Runcului, valea Gornetului.
Fig. 4. — *Cardium* ex gr. *ruthenicum* Dubs. (× 2), valea Gornetului.
Fig. 5. — *Cardium gatuevi* Koles. (× 3), valea Fîntînii, pîrîul Runcului.
Fig. 6. — *Cardium* (*Cerastoderma*) *obsoletum vindobonense* Partsch. (×2), valea Fîntînii, pîrîul Runcului.
Fig. 7. — *Cardium* ex gr. *gatuevi* Koles. (× 3), pîrîul Runcului.

Fig. 8, 9. — *Cardium* ex gr. *subfittoni* Andrus. (×2, 5 ; × 1), valea Fîntînii.
Fig. 10. — *Cardium desperatum* Koles. (×2), valea Fîntînii, pîrîul Runcului.
Fig. 11. — *Cardium* ex gr. *ruthenicum* Lask. (× 2, 5), valea Fîntînii.
Fig. 12. — *Tapes aksajikus* Bog. (×2), Valea Sării.
Fig. 13. — *Modiolus incrassatus buglovensis* Gat. (× 3), valea Fîntînii, valea Gornetului, pîrîul Runcului.
Fig. 14 — *Hydrobia* (*Hydrobia*) *andrussowi ujratamensis* Koles. (×3), valea Gornetului.

DATE NOI ASUPRA FAUNEI TORTONIAN-SARMAȚIENE DIN VESTUL DEPRESIUNII TRANSILVANIEI*

DE

RADU CHINȚA

55(05)

Stratigrafia, fauna și flora depozitelor sedimentare din partea de vest a Bazinului Transilvaniei au fost studiate de o serie de cercetători, ca: A. Koch (1900), M. Ilie (1952, 1958), A. Vancea (1960), D. Ciupagea, M. Paucă, T. Ichim (1970), N. Mészáros (1958, 1962), E. Nicorici (1961, 1962) ș.a.

Din punct de vedere geologic, regiunea se află la contactul sedimentarului neozoic al Depresiunii Transilvaniei cu formațiunile paleomezozoice ale Munților Apuseni. După cum se știe, în Depresiunea Transilvaniei răspîndirea cea mai largă o au formațiunile tortoniene, bugloviene și sarmațiene. Cu mici excepții, depozitele tortonian-sarmațiene din vestul bazinului sînt considerate ca slab fosilifere. În tortonian, se citează doar cîteva cuiburi macrofosilifere, deosebit de bogate, situate însă în bazinele periferice Depresiunii Transilvaniei (Buituri, Lăpugiu, Coșteiu, Tusa).

Cu începere din anul 1962, zona situată între Turda și Cluj a format obiectul studiilor noastre, cu privire specială asupra stratigrafiei și compoziției paleontologice a depozitelor miocene medii și superioare. Cercetările au avut ca rezultat descoperirea, pe teritoriul localității Comșești (jud. Cluj), a unuia din cele mai bogate cuiburi fosilifere tortonian-sarmațiene din Depresiunea Transilvaniei, de o valoare paleontologică comparabilă cu cea descrisă pentru Culoarul Mureșului (Buituri, Lăpugiu, Coșteiu) sau în Bazinul Șimleului (Tusa).

Succesiunea stratigrafică a nivelelor care aflorează la Comșești este următoarea (N. Mészáros și E. Nicorici, 1962): (A) marne cenușii cu resturi vegetale, intercalații subțiri de marne nisipoase, gresii și tufuri, de vîrstă tortonian superioară; (B) tuf dacitic alb-gălbui (6 m) de vîrstă tortonian superioară și (C) marne cenușii stratificate cu intercalații fine de nisipuri, în care partea inferioară se atribuie tortonianului superior marin, iar partea superioară, pe baza microfaunei, buglovianului.

---

* Comunicată la S.S.G., Filiala Cluj, noiembrie 1970

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr 1, p. 283–287, București, 1973

În stratele nisipoase din partea superioară se observă primele concreţiuni grezoase de Feleac (grosimea orizontului este de 30 m).

Transgresiv, dar concordant peste nivelele A, B, şi C, se depun depozite groase de sedimente detritice sarmaţian inferioare : (D) microconglomerate masive în alternanţă cu bancuri de nisipuri în care se dezvoltă concreţiuni tipice de Feleac şi, în mod subordonat, intercalaţii marnoase, nisipuri sau lumaşele slab consolidate (grosimea nivelului atinge 40 m) ; (E) marne în alternanţă cu plăci de microconglomerate, gresii şi nisipuri, în grosime de circa 70 m şi (F) alternanţe de nisipuri predominante cu marne, tufuri şi gresii. În nisipuri apar frecvente concreţiuni grezoase de Feleac (grosimea orizontului se apreciază la 60 m).

Fauna tortoniană se găseşte înglobată în nişte enclave marnoase remaniate în primul orizont microconglomeratic de la baza sarmaţianului inferior. Formele aparţin unor diverse grupe taxonomice (moluşte, celenterate, alge roşii), asociaţia lor indicînd cert vîrsta tortoniană :

Lamelibrahiate : *Cardium* sp., *Cardita partschi* Gold, *Cardita joanneti* Bast, *Cardita* sp., *Venus cincta* Eichw, *Venus islandicoides* Lam., *Venus dujardini* Hoern, *Pitar* cf. *schafferi* Kaut, *Cytherea erycina* Lam.,*Arca diluvii* Lam., *Pectunculus pilosus* Linn., *Pecten* sp., *Corbula gibba* Olivi.

Gasteropode : *Cerithium convexum* Eichw., *Cerithium bronni* Partsch, *Turritella bicarinata* Eichw., *Turritella turris* Bast., *Terebralia bidentata* Defr., *Turritella subangulata* Brocchi, *Turritella erronea* Cossman, *Turritella* sp., *Vermetus arrenarius* Linn., *Natica millepunctata* Lam., *Aporhais pespelicani* Eichw., *Ancitlaria* sp., *Buccinum rosthorni* Partsch, *Buccinum miocenicum* Mycht., *Pleurotoma justinae* Hoern., *Clavatula asperullata* Lam., *Conus* cf. *fuscocingulatus* Bronn, *Terebra* cf. *fuscata* Brocchi, *Turbo rugosus* Lam., *Bifrontia* sp., *Nassa* sp., *Dorsanum* sp.

Scafopode : *Dentalium bodense* Partsch.

Coralieri : *Heliastrea conoidea* Reuss.

Formele au suferit o dublă remaniere : o remaniere primară, care a afectat doar elementele faunistice, şi o remaniere secundară, cînd au fost încorporate în fragmente de marne şi redepuse împreună cu acestea în microconglomeratele volhiniene.

Ornamentaţiile prezintă evidente tociri datorită efectelor de rulare, care depind de distanţa parcursă de la zonele de descindere.

Favorizate de forma lor specifică, gasteropodele au rezistat satisfăcător efectelor erozive de rulare, pe cînd lamelibrahiatele prezintă frecvente deteriorări morfologice, fără însă a impieta operaţiunile de determinare.

Alături de indivizi de talie normală, se găsesc numeroase forme juvenile ale aceloraşi specii, mult mai bine conservate datorită taliei reduse sau protejării lor în interiorul cochiliilor adulte.

Din orizonturile D, E şi F am determinat următoarele specii de moluşte sarmaţian inferioare :

Lamelibrahiate : *Cardium vindobonense* Lask., *Cardium ingratum* Kd., *Cardium obsoletum* Eichw., *Cardium incurvatum* Koles., *Cardium* sp., *Ervilia dissita* Eichw. var. *podolica* Eichw., *Ervilia trigonula* Eichw., *Tapes (Irus) gregarius* Partsch, *Tapes naviculatus* Andrz., *Tapes* sp., *Modyolus subpapilio* Gat., *Modyolus incrassatus* d'Orb., *Replidacna*

cf. *carpatina* Jek., *Replidacna* sp., *Mactra* cf. *vitaliana* d'Orb., *Mactra naviculata* Bayli, *Mactra podolica* Eichw., *Mactra nalivkini* Koles., *Donax lucidus* Eichw., *Congeria neumayri* Andrz., *Mytilus fuseus* Hoern.

Gasteropode : *Bitium reticulatum* Da Costa, *Buccinum reticulatum* Lam., *Buccinum duplicatum* Sow., *Bulla lajonkaireana* Bast., *Bullinella convuluta* Brocchi, *Calliostoma pseudoanceps* Eichw., *Trochus planatus* Feiedb., *Trochus podolicus* (Dub.) Pusch., *Trochus pseudoangulatus* Sinz., *Trochus margaritoideus* Sinz., *Trochus angulatus* Eichw., *Trochus feneonianus* d'Orb., *Trochus subbalatro* Koles., *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Cerithium* sp., *Hydrobia banatica* Jek., *Hydrobia* sp., *Eulima* sp., *Mohrensternia inflata* Andrz., *Mohrensternia* cf. *lachesis* Bast., *Neritina picta* Fer., *Neritina* sp., *Pirenella picta* Bast., *Pirenella mitralis* Eichw., *Pseudamnicola inflata* Jek., *Gibula balatro* Eichw., *Prososthenia zitteli* Lör., *Litorina banatica* Jek., *Valvata* sp., *Odostomia fuchsii* Hoern., *Melanopsis impressa* Krauss, *Melanopsis handmanii* Jek.

Fauna aceasta este caracteristică etajului volhinian-bessarabian, iar prin bogăția și varietatea sa constituie unul din cele mai mari cuiburi fosilifere sarmațiene cunoscute din Depresiunea Transilvaniei.

Speciile de *Congeria*, *Mytilus* și *Melanopsis* care apar în orizontul final F anticipează instalarea unui regim regresiv de apă mai dulce, care se va stabiliza în Depresiunea Transilvaniei odată cu începutul pliocenului.

Existența cordilierelor cristaline Buru—Schiopi—Deleni și Feleac—Măgura Sălicei în intervalul helvețian-tortonian a favorizat formarea unui golf marin ale cărui ape de adîncime redusă și puțin deranjate au reeditat ecologia regiunilor de culoar Buituri, Lăpugiu, Coșteiu, Tusa, unde s-au păstrat admirabile dovezi paleontologice ce atestă popularea apelor marine tortoniene cu o variată faună, paralelizabilă cu fauna tortoniană din bazinul clasic al Vienei.

Buglovianul marchează o etapă regresivă care a determinat o îndulcire a apelor marine și o strangulare a liniei evolutive a bogatei faune tortoniene. Consecința a fost scăderea masivă a numărului de specii cunoscute în tortonian, ca urmare a inadaptării la noile condiții de salinitate create.

Sarmațianul inferior are un caracter net transgresiv, dar concordant cu depozitele bugloviene. Transgresiunea sarmațiană a depășit spre vest limitele mării tortoniene, depunîndu-se la Micești—Deleni direct peste depozitele eocene.

Frecvența macrofosilelor sarmațiene descoperite infirmă afirmațiile anterioare privitoare la penuria paleontologică a depozitelor volhiniene din această parte a Depresiunii Transilvaniei.

Mișcarea epirogenetică de elevare a cadrului muntos, începută în buglovian, a fost reluată spre sfîrșitul sarmațianului mediu, ceea ce a atras după sine exondarea progresivă a zonei Petrești — Comșești—Feleac și retragerea apelor spre sud-est.

Apariția unei faune tortoniene cu frecvente elemente de coralieri și litotamnee la Comșești denotă că această zonă s-a situat în miocenul mediu în preajma unui țărm, în apele căruia s-au putut dezvolta recifi de corali și alge roșii.

Transgresiunea sarmațiană a determinat desprinderea și antrenarea unor fragmente de roci cu resturi fosilifere din depozitele tortoniene și

redepunerea acestora împreună cu sedimentele transportate de pe uscatul învecinat.

Aspectul colțuros al enclavelor remaniate, cît și inexistența unei sortări gravimetrice a faunei fac dovada unor zone de alimentare situate în proxima apropiere.

Asociația speciilor tortoniene descoperite la Comșești indică identitatea lor cu fauna descrisă la Buituri, Lăpugiu și Tusa. Se face remarca că din cele 39 de forme tortoniene identificate la Comșești, 35 au fost determinate și la Buituri, 36 la Lăpugiu și 26 la Tusa. Este demonstrată astfel identitatea condițiilor paleogeografice existente în tortonian pe întreaga bordură de vest a Depresiunii Transilvaniei, cu cele existente în bazinele de legătură din nordul și sudul Munților Apuseni.

Ca încheiere, ne exprimăm părerea că lucrarea de față reprezintă o etapă inițială a cercetării, și că se cere a fi continuată printr-o lucrare monografică datorită importanței faunei descoperite la orizontarea miocenului și la definirea condițiilor paleogeografice în care s-au dezvoltat faunele tortoniană și sarmațiană din Depresiunea Transilvaniei.

DONNÉES NOUVELLES SUR LA FAUNE TORTONIENNE-SARMATIENNE DE L'OUEST DE LA DÉPRESSION DE TRANSYLVANIE

RÉSUMÉ

Les dépôts tortoniens-sarmatiens occupent des superficies et des volumes importants dans la succession stratigraphique du Tertiaire de la Dépression de Transylvanie. Malgré le développement très marqué des formations respectives, les dépôts ne contiennent que des vestiges sporadiques de microfaune.

L'auteur signale la découverte, sur la bordure ouest de la Dépression de Transylvanie (à Comșești, département de Cluj), d'un riche nid fossilifère d'âge tortonien-sarmatien ayant une valeur stratigraphique et paléontologique toute particulière.

La liste des macrofossiles de Comșești comprend des groupes taxonomiques divers (mollusques, cœlentérés, algues rouges) dans une association identique à celles que l'on connaît à Buituri, Lăpugiu, Coșteiu, Tusa. Les formes tortoniennes sont remaniées et contenues dans le premier horizon microconglomératique du Sarmatien.

En guise de conclusion, on présente de brèves considérations paléogéographiques concernant les conditions d'apparition et de développement des organismes fossiles découverts à Comșești.

BIBLIOGRAFIE

Ciupagea D., Paucă M., Ichim T. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Edit. Acad. R.S.R., București.

Hauer F., Stache G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Viena.

Hoernes M. (1856), *Die fossilien Mollusken des Tertiärbeckens von Wien*, Abhandl. der K. K. geol. R.A., Viena.

ILIE M. (1952), *Structura geologică a regiunii Cojocna — Turda — Ocna Mureșului*, An. Com. geol., **XXIV**, București.

— (1958), *Podișul Transilvaniei*, Edit. științifică, București.

KOCH A. (1900), *Die Tertiär — Bildungen des Beckens des Siebenbürgischen Landesteile*, **I, II**, *Palãogen und Neogen*, Budapesta.

LUPU M., BORCOȘ M., DIMITRESCU R. (1967), *Notă explicativă a foii Turda din Harta geologică a R.S.R.*, sc. 1 : 200 000, Inst. geol., București.

MÉSZÁROS N., OZSVÁTH J. (1958), *Kolozsvártól délre található szármáciai üledekek puhatestü faunája*, Stud. Univ. „Babeș-Bolyai" (geol—geogr.), **III**, *5*, Cluj.

MÉSZÁROS N., NICORICI E. (1962), *Contribuții la stabilirea limitei dintre tortonian și sarmațian între Cluj și Turda, cu privire generală asupra conținutului și poziției stratigrafice a buglovianului*, St. cerc. geol., **VII**, *1*, București.

MOISESCU G. (1955), *Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmațiene din reg. Buituri*, Edit. Acad. R.S.R., București.

NICORICI E. (1961), *Contribuții la cunoașterea faunei tortoniene din nord-estul Munților Rezului (cu o privire generală asupra întregii faune)*, Stud. Univ. „Babeș-Bolyai" (geol.-geogr.), fasc. *1*, Cluj.

SIMIONESCU I., BARBU V. (1940), *La faune sarmatienne de Roumanie*, Mem. Inst. geol., **III**, București.

VANCEA A. (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., București.

Intreprinderea de exploatare
a sării Ocna Mureșului

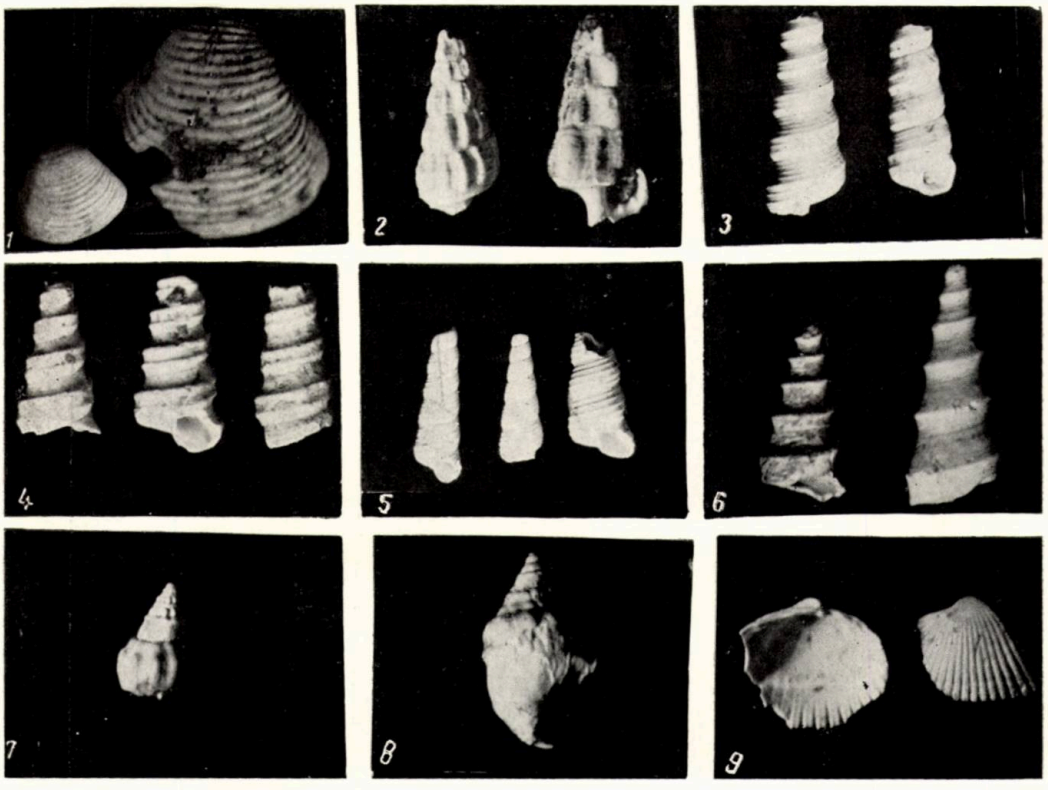


Fig. 1. — *Corbula gibba* Olivi, tortonian ; Comșești. Mărit 4 ori.
Fig. 2. — *Cerithium bronni* Partsch, tortonian ; Comșești. Mărit 1,5 ori.
Fig. 3. — *Turritella erronea* Cossm., tortonian ; Comșești. Mărit 1,5 ori.
Fig. 4. — *Turritella pytagorica* Hilb, tortonian ; Comșești. Mărit 1,5 ori.
Fig. 5. — *Turritella turris* Bast. tortonian ; Comșești. Mărit 1,5 ori.
Fig. 6. — *Turritella subangulata* Brocchi, tortonian ; Comșești. Mărit 1,5 ori.
Fig. 7. — *Buccinum miocenicum* Micht., tortonian ; Comșești. Mărit 2 ori.
Fig. 8. — *Nassa* sp., tortonian ; Comșești. Mărit 2 ori.
Fig. 9. — *Cardium ingratum* Koles., sarmațian infer. ; Comșești. Mărit 2 ori.

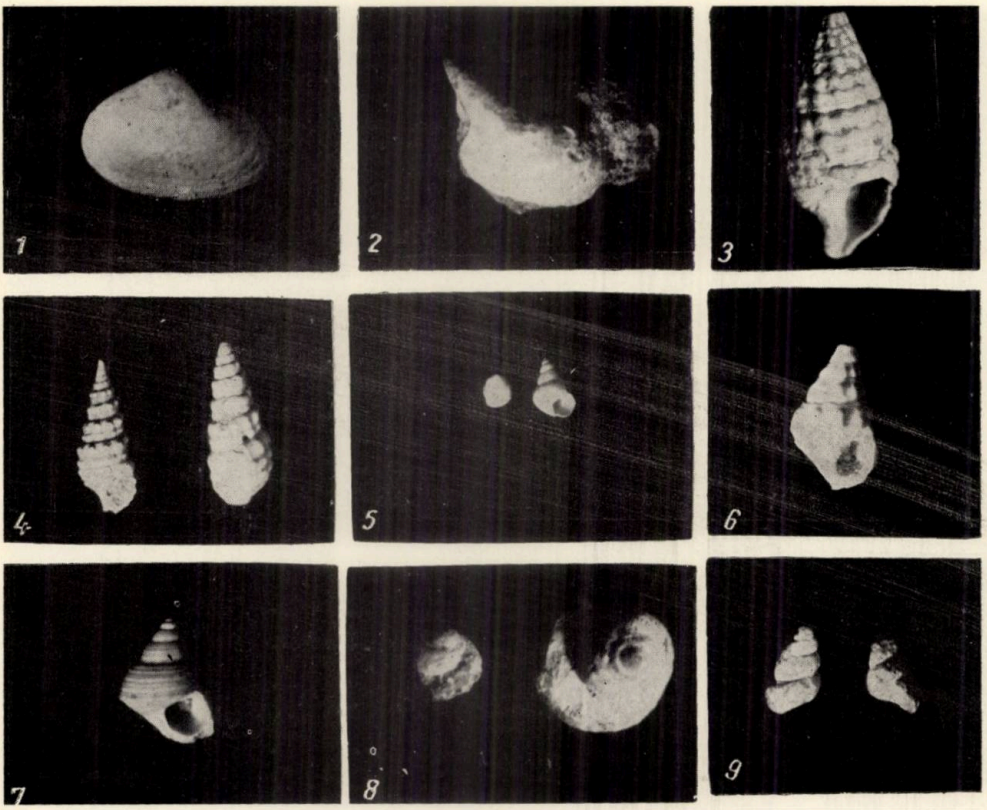


Fig. 1. — *Donax lucidus* Eichw., sarmațian infer.; Comșești. Mărit 2,5 ori.
Fig. 2. — *Modyolus incrassatus* d'Orb., sarmațian infer.; Comșești. Mărit 2 ori.
Fig. 3. — *Cerithium rubiginosum* Eichw., sarmațian infer. Comșești. Mărit 2 ori.
Fig. 4. — *Pirenella picta* Bast.. sarmațian infer.; Comșești.
Fig. 5. — *Pseudamnicola inflata* Jek., sarmațian infer., Comșești. Mărit 3 ori.
Fig. 6. — *Buccinum duplicatum* Sow., sarmațian infer., Comșești. Mărit 2 ori.
Fig. 7. — *Calliostoma pseudoanceps* Eichw., sarmațian infer.; Comșești. Mărit 2 ori.
Fig. 8. — *Gibula balatro* Eichw., sarmațian infer., Comșești. Mărit 3 ori.
Fig. 9. — *Odostomia fuchsii* Hoern., sarmațian infer.; Comșești. Mărit 2 ori.

CONGRESUL AL 24-lea INTERNAȚIONAL GEOLOGIC—MONTREAL—CANADA

Congresul și-a desfășurat lucrările în intervalul 21 — 30 august 1972, ținîndu-se adunări generale, ședințe pe secții, simpozioane și reuniuni ale organizațiilor asociate congresului. În același interval de timp au avut loc și ședințele biroului și ale consiliului, cît și acelea ale Uniunii internaționale ale științelor geologice.

Lucrările congresului s-au desfășurat în cadrul a 17 secții : geologia precambrianului, petrologie, tectonică, zăcăminte de minereuri, combustibili minerali, stratigrafie și sedimentologie, paleontologie, geologie marină, geofizică de explorare, geochimie, hidrogeologie, geologia cuaternarului, geologie inginerească, mineralogie, paleontologie, structura și prelucrarea datelor geologice la calculator, învățămîntul geologic și două simpozioane ale congresului : științele Pămîntului și condițiile de viață ; ajutorarea țărilor în curs de dezvoltare în domeniul științelor Pămîntului.

În paralel cu lucrările congresului și-au desfășurat lucrările și un mare număr de organizații geologice asociate : Asociația editorilor științelor Pămîntului, Asociația serviciilor geologice africane, Asociația pentru studiul geologic al zonelor profunde ale scoarței, Comitetul Commonwealthului pentru resursele minerale și geologie, Comisia hărților geologice internaționale pentru Europa, Comisia hărților geologice ale lumii, Consiliul de coordonare a publicațiilor (Editerra), Prietenii coralilor și ai stromatoporoizilor, Prietenii fluorinei, Asociația geologilor din Canada, Agenția internațională de energie atomică, Asociația internațională de geologie inginerească, Asociația internațională de geochimie și cosmochimie cu grupă de lucru pentru hidrogeochimie, Asociația internațională pentru originea zăcămintelor miniere împreună cu comisia pentru fluide metalifere, grupa de lucru pentru zăcămintele de mangan și grupa de lucru pentru geneza zăcămintelor minerale în scopul prospectării acestora, Asociația internațională a hidrogeologilor, Asociația internațională de geologie matematică, Asociația internațională de paleontologie, Asociația internațională a sedimentologilor, Asociația internațională de seismologie și fizica interiorului Pămîntului, Comisia internațională pentru geodinamică, Federația internațională a societăților de geologie economică, Asociația internațională de mineralogie, Comisia de învățămînt IMA, Uniunea internațională pentru studiul cuaternarului, Comisia oceanografică interguvernamentală pentru dezvoltarea și organizarea de date de geologie marină, Uniunea internațională de paleontologie cu grupa de lucru pentru urme de vîrstă, Uniunea internațională a științelor geologice împreună cu : Comitetul consultativ al publicațiilor geologice, Comitetul pentru documentații geologice, Comitetul de învățămînt geologic de nivel universitar, Subcomisia pentru meteoriți, Comisia de geologie submarină, Comitetul de stokare, tratare automată și valorificare a datelor geologice, Comisia de petrologie, Comisia de stratigrafie, Comitetul pentru limita silurian-devonian, Comisia pentru geologie structurală, Grupa responsabilă pentru programul internațional de corelare geologică, Comitetul internațional de istorie a științelor geologice, Istoricul concepțiilor pentru geologia precambrianului, Grupa de lucru pentru

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 289—295, București, 1973

maestrichtian, Subcomisia de stratigrafie a cambrianului, Subcomisia de geocronologie, Subcomisia de stratigrafie a Gondwanei, Subcomisia de petrologie experimentală la presiuni și temperaturi înalte, Subcomisia de stratigrafie a jurasicului, Subcomisia de nomenclatură și de clasificare a rocilor eruptive, Subcomisia de clasificare stratigrafică, Subcomisia lexiconului de stratigrafie, Subcomitetul sistemului silurian, Subcomisia de stratigrafie a triasicului, Asociația mineralogilor din Canada, Societatea de geologie economică, Societatea de geologie aplicată, Societatea canadiană de spectroscopie, Comitetul național al geologilor din S.U.A. și Grupa de lucru pentru stabilirea scării de timp bazată pe polaritatea magnetică.

Numai din înșiruirea organizațiilor geologice asociate se poate constata varietatea preocupărilor organizate ale geologilor din diferite părți ale lumii, amploarea colaborării internaționale pentru înaintarea științelor geologice.

La congres au participat circa 6 000 de membri activi și circa 2 000 de membri asociați, fiind, datorită organizatorilor, cel mai reușit congres internațional geologic față de cele ținute anterior.

Înainte de 20 august au fost organizate 43 de excursii geologice, iar după 31 august alte 46 de excursii cu același caracter, acoperind vastul teritoriu al Canadei de la vest la est și de la extremul nordic pînă la granița cu S.U.A.

În timpul congresului, și în special în zilele de 20 și 27 august, au fost organizate alte zeci de excursii geologice scurte în împrejurimile orașului Montreal.

Sesiunea de comunicări

În cele 17 secții ale congresului au fost prezentate 826 de comunicări cu o distribuție foarte variată între secții, secția cu cele mai puține comunicări (20) fiind aceea de învățămînt geologic și secția cu cele mai multe comunicări (89) fiind aceea de paleontologie.

Vom prezenta unele aspecte de la lucrările secțiilor la care delegații români au participat.

La secția de tectonică, tematicele abordate în 72 de comunicări s-au referit la :

1. Marile falii cu decroșare ;
2. Probleme privind interiorul Pămîntului ;
3. Tectonica în plăci și driftul continental ;
4. Stilurile tectonice ale blocurilor continentale ;
5. Evoluția geosinclinalelor ;
6. Aspecte ale formațiunilor rupturale ;
7. Deformațiile cuaternare și neotectonica ;
8. Relațiile temporale între deformare și metamorfism.

Din ansamblul comunicărilor cu subiecte de cercetare fundamentală rezultă interesul deosebit acordat, în această etapă de dezvoltare a științelor geologice, problemelor privind tectonica de plăci și consecințele ei, driftul continental, deformarea zonelor paleoclimatice, orogeneza, izolarea sau amalgamarea faunelor continentale.

La secția de zăcăminte metalifere, tematicele abordate în 68 de comunicări s-au referit la:

1. Probleme generale ;
2. Metalogenie regională:
3. Zăcăminte legate de procese intrusive ;
4. Zăcăminte legate de procese vulcanice ;
5. Zăcăminte metalifere din grupa argint — arseniuri ;
6. Zăcăminte legate de procese sedimentare ;
7. Zăcăminte legate de procese metamorfice.

Dintre subiectele tratate desigur că s-au reliefat acelea cu caracter general, care au abordat probleme de metalogenie ale marilor provincii metalogenetice, sau de metalogenie la nivel planetar, căutîndu-se, prin acestea, căi de prognozare a noi resurse de acumulări de minereuri metalifere în funcție de migrarea elementelor metalice de-a lungul marilor fracturi ale

scoarței sau legate de noile teorii cu privire la tectonica globală. Dintre subiectele celorlalte grupe, și în special comunicări legate de tipuri de zăcăminte în relație cu procesele intrusive și cu acelea sedimentogene, cu tot caracterul lor local, prin modul de abordare sugerează noi interpretări ce pot fi extrapolate la diferite alte regiuni și situații similare.

La secția Combustibili minerali, tematicele abordate în cele 27 de comunicări s-au referit la unele preocupări majore, de actualitate, ale geologilor petroliști din diferitele regiuni petrolifere ale lumii :

1. Rolul paleofluviilor și deltelor în formarea acumulărilor de petrol ;
2. Studiul bazinelor în vederea stabilirii potențialului petrolifer, legității distribuției și clasificării zăcămintelor ;
3. Perspectivele de hidrocarburi ale regiunilor arctice ;
4. Explorarea șelfurilor continentale ;
5. Studiul rezervoarelor fisurate ;
6. Condițiile de formare a petrolului.

Studiul paleofluviilor și al paleodeltelor face parte din programul complex de cercetare privind evidențierea și valorificarea capcanelor stratigrafice și litologice, problemă de o excepțională importanță pentru viitorul industriei extractive de petrol.

Printre conferințele care au abordat acest subiect se impun a fi menționate : *Petroleum in deltaic sediments* de E. Rainwater (Tenneco Oil Company, S. U. A.) și *Petroleum accumulations in ancient river sands : a paleogeographic view* de C. Conybeare (profesor la Universitatea din Canberra, Australia).

Comunicările menționate, ca și discuțiile purtate pe marginea lor au evidențiat două aspecte demne de reținut :

— cele mai importante capcane stratigrafice și litologice au fost generate de către vechile fluvii și delte, în toate formațiunile, indiferent de vechime ; așa este cazul bazinelor terțiare corespunzînd deltelor Nigerului, Maracaibo, Golful Coastei și al regiunilor Utah (S.U.A.), Irrawaddy și Chindwin, Cook din Alaska etc. ; al deltei paleogene Cambay (India), al deltelor cretacice Athabaska, Rocky Mountains, Columbia, Ecuador, Bazinul Coastei etc. ; al deltelor Illinois, Black Warrior, Arkoma, Cherokec, Delaware, Bazinul Appalachian etc. ;

— cercetarea și valorificarea capcanelor stratigrafice și litologice nu poate fi concepută fără studii paleogeografice prealabile, în cadrul cărora aspectele sedimentologice au o importanță deosebită ; cu alte cuvinte, metodele geofizice și forajele nu pot oferi rezultate concludente și eficiente fără studii geologice.

Studiul bazinelor sedimentare stă la baza oricărei activități geologice pentru hidrocarburi. Astfel de studii trebuie să permită aprecierea perspectivelor și potențialului petro-gazeifer al unei regiuni, stabilirea metodelor de prospecțiune și explorare, să fundamenteze programul de lucru și efortul financiar. Acestea sînt motivele pentru care numeroase comunicări au abordat, dintr-un unghi sau altul, problema respectivă. Printre comunicările mai interesante am reținut : *Oil-bearing sedimentary basins, Theoretical principles of oil— geological regioning, An environmetal review of the world's richest oil-bearing region — the Middle East, Giant oil fields of the world, Relationships between the type of major tectonic structures and the density of oil and gas reserves, Provinces pétrolières : approche statistique et géologique de quelques formes d'habitat, Some regularities in the distribution of the reef-type oil and gas fields, The structure of Permian evaporites in the northern part of the Russian platform in relation to gas and oil prospecting* etc.

Concluziile mai importante care se desprind din materialele menționate sînt următoarele :

— pe glob există circa 270 de bazine sedimentare, dintre care jumătate conțin petrol și gaze ; aproximativ 45 % dintre bazinele sedimentare ocupă suprafețe de 10 000—100 000 km ^{2} fiecare, circa 35 % au suprafețe de cîte 100 000 — 500 000 km ^{2}, iar 17—20 de bazine însumează circa 1/2 din suprafața cu perspective a globului ;

— forma acumulărilor poate fi concentrată, mergînd uneori pînă la zăcăminte „gigant", sau dispersată (zăcăminte mici), așa cum este cazul cu peste 80 % din acumulările puse în evidență ;

— cea mai mare densitate a rezervelor de hidrocarburi (20 000 — 50 000 t/km^2) s-a întîlnit în sineclizele situate în apropierea ridicărilor de tip platformă ;

— bazinele tinere sînt mult mai bogate decît cele paleozoice ; dealtfel, cele mai numeroase zăcăminte „gigant" sînt localizate în formațiunile mezozoice și terțiare ; de asemenea, acumulările mari sînt mai numeroase în rezervoarele clasice (de tip granular) ;

— dimensiunile zăcămintelor care se descoperă și se vor mai descoperi pe uscat vor fi din ce în ce mai mici, în schimb, activitatea din regiunile acvatoriale va duce la punerea în evidență a mai multor zăcăminte „gigant" decît numărul celor descoperite pînă în prezent ;

— rezervele de petrol ale Orientului mijlociu, localizate în rezervoarele mezozoice și terțiare, sînt de circa 360 miliarde barile ; formarea acestora a beneficiat de condițiile geologice oferite de către un șelf stabil ;

— criteriile care stau la baza raionării geologice a regiunilor petrolifere sînt : tipul de capcană, tipul de zăcămînt, natura hidrocarburilor, distribuția acumulărilor de hidrocarburi pe verticală etc.

Perspectivele de hidrocarburi ale regiunilor arctice interesează numeroase societăți petroliere, dat fiind faptul că obiectivele promițătoare din regiunile vechi s-au redus continuu și că forajul marin costă, totuși, foarte mult. Interesul manifestat rezultă din următoarele comunicări prezentate și din discuțiile duse pe marginea lor : *Arctic oil and gas reserves : a preliminary estimate, The potential of Arctic sediments : hydrocarbons and possible precursors in Beaufort sediments, Petroleum occurrences and potential of the Canadian Arctic Islands.*

Din aceste comunicări rezultă că :

— rezervele de prognoză ale Arcticei (inclusiv offshor-ul) sînt evaluate la circa 80 miliarde tone petrol și 33 800 miliarde m^3 gaze.

— pînă în luna martie 1972, în insulele arctice ale Canadei s-au săpat 31 de sonde, 6 foraje erau în lucru, iar altele 2 figurau în programul acestui an ; acumulări de gaze și de petrol se descoperiseră în jurul latitudinilor de 76 — 78° și, respectiv, 79°51′.

Problema explorării șelfurilor continentale a figurat într-o măsură redusă pe ordinea de zi. Totuși, comunicarea *Korea : petroleum exploration surveys over a portion of the Yellow Sea* trădează o activitate deosebit de intensă în Marea Chinei și Marea Galbenă, în jurul căreia s-a făcut o publicitate foarte redusă pînă în prezent.

În Marea Galbenă, obiectivele cu perspective de petrol și gaze sînt reprezentate prin depozite paleogene, cretacice și jurasice. Recent, sfera preocupărilor s-a extins și asupra fundamentului prejurasic.

Preocuparea pentru cunoașterea colectoarelor fisurate rezultă din comunicările și discuțiile purtate în jurul acestui subiect : *Reefs of the Kamsk-Kinelsk system of troughs and their role in the processes of oil accumulation, Fractured shale and basement reservoir, Long Beach unit, California.* În cadrul aceleiași preocupări se înscrie colocviul „Aspecte economice ale genezei și diagenezei calcarelor" la care s-au prezentat nouă comunicări, precum și numeroase comunicări de la secția a VII-a (paleontologie).

În comunicările prezentate și în discuții s-a insistat asupra următoarelor aspecte :

— factorii care determină geneza și alterarea rezervoarelor carbonatate, în vederea orientării lucrărilor de cercetare geologică pentru petrol și gaze ;

— proprietățile colectoare ale unor roci cărora li s-a dat mai puțină atenție pînă în prezent (argilele compacte fisurate, fundamentul metamorfozat fisurat).

Condițiile de formare a petrolului și de conservare a zăcămintelor au fost puse în discuție și cu ocazia acestui congres, prin comunicările : *Geochemical formation of oil, Cyclic character of oil and gas generation, Microbial alteration of bitumens associated with lead-zinc ore deposits of North Derbyshire, England, The main factors of formations and distribution of oil and gas accumula-*

tions in Mesozoic terrigene deposits of the west Siberian province, Migration of interstitial water in sediments and the concentration of petroleum and useful minerals etc.

Cîteva idei impun a fi reținute în legătură cu această problemă :

— geneza petrolului este în funcție de cinci factori : concentrația de materie organică în roca-mamă, intervalul de timp geologic, temperatura, condițiile abiogenice de oxido-reducere și de matricea rocii ;

— stadiile formării acumulărilor de hidrocarburi sînt : acumularea materiei organice în condiții favorabile, transformarea materiei organice în hidrocarburi primare și expulzarea acestora, migrația regională și formarea zăcămintelor, redistribuirea hidrocarburilor și degradarea zăcămintelor ;

— factorii care concură la formarea și distribuția zăcămintelor de petrol și gaze sînt : mediul de depunere, condițiile tectonice și condițiile hidrogeologice și geotermice.

Problema rocilor sursă a fost abordată în mai multe regiuni, printre care și Bazinul Vienei, în comunicarea : *Origin of oil and gas deposits in the Vienna Basin (Austria)*.

Rocile colectoare ale Bazinului Vienei sînt prezentate prin nisipuri și gresii neogene, precum și prin dolomite aparținînd fundamentului bazinului. Pînă la sfîrșitul anului 1970, această mare unitate geologică a produs 64,5 mil. tone petrol și 26 miliarde m^3 gaze. Rocile sursă din Bazinul Vienei sînt considerate pelitele neogene.

La secția de stratigrafie și sedimentologie au fost prezentate 40 de comunicări grupate în următoarele tematici :

1. Dovezile pentru sau contra mișcărilor relative ale blocurilor continentale ;
2. Comunicări de stratigrafie de interes general ;
3. Comunicări de sedimentologie de interes general ;
4. Stratigrafia și sedimentologia bazinelor de fliș.

Tot în cadrul acestei secții s-au desfășurat lucrările colocviului „Aspecte economice ale genezei și diagenezei rocilor carbonatice" cu care ocazie au fost prezentate 12 comunicări.

Este de reținut ponderea ridicată a lucrărilor de sedimentologie și interesul deosebit acordat studiului rocilor carbonatice, precum și a proceselor care controlează dezvoltarea porozității lor în relații cu procesele de diageneză a acestor roci.

La secția de paleontologie au fost prezentate 88 de comunicări cu următoarele tematici :

1. Structura, chimia și morfologia funcțională a nevertebratelor fosile ;
2. Dovezile paleontologice pentru sau contra deplasărilor relative ale blocurilor continentale ;
3. Paleoecologie ;
4. Rate de evoluție, extincție și întreruperi stratigrafice ;
5. Matematicele în paleontologie ;
6. Faciesurile paleobotanice și metodele de corelare temporală a stratelor nemarine ;
7. Comunicări de interes general.

Numai din această enumerare se poate remarca atenția acordată unor tematici (1—5) care, în general, nu fac parte în prezent obiectul preocupărilor în institutele de cercetare din țara noastră. Un obiect de studiu, care revine în opt din comunicările de paleontologie și în mai multe altele prezentate în alte secții, îl reprezintă structurile laminare de origine algală. Sînt de asemenea de remarcat progresele considerabile realizate în studiul microstructurilor organice prin utilizarea microscopului cu Scanning și a analizei microchimice.

La secția de geologie marină s-au prezentat 42 de comunicări care au avut ca tematici :

1. Originea și istoria geologică a marginilor continentelor ;
2. Fundul Oceanului Indian ;
3. Geologia și topografia fundurilor oceanelor ;
4. Paleooceanografie ;
5. Limnogeologie.

6. Resursele minerale ale fundurilor oceanice;

7. Sedimentele și topografia platformelor continentale.

În comunicările acestei secții s-au relevat acelea referitoare la paleooceanografie, privind datarea sedimentelor prin metoda radio-carbonului și a determinării paleotemperaturilor prin metoda izotopilor de oxigen.

*

Lucrările congresului au fost conduse de un consiliu format din 9 personalități geologice din Canada sub președinția prof. R. E. Folinsbee; secretariatul general a fost asigurat de dr. J. E. Armstrong; ca membri ai consiliului au fost aleși toți foștii președinți și secretari generali ai congreselor internaționale geologice anterioare, prezenți la congresul din Canada.

Dintre membri consiliului s-a constituit un birou format din președinte, vicepreședinte și secretarul general al consiliului congresului.

Biroul și consiliul s-au întrunit zilnic împreună cu conducătorii delegațiilor tuturor țărilor (85 de țări) participante la lucrările congresului, cu care ocazie s-au dezbătut și s-au votat modificările statutului congresului, s-au discutat relațiile dintre Congresul internațional geologic și Uniunea internațională a științelor geologice, problema paralelismului și a dublei subordonări a unor comisii de lucru ale Congresului și ale Uniunii internaționale a științelor geologice, cît și în ședințele finale, cînd s-a hotărît alegerea țării organizatoare a viitorului Congres internațional geologic.

Prin votul unanim al consiliului și în adunarea generală finală din ziua de 30 august s-a hotărît ca viitorul Congres internațional geologic să aibă loc în anul 1976 în Australia.

Deoarece în anul 1978 se vor împlini 100 de ani de la primul Congres internațional geologic, conducătorul delegației franceze, dl. J. Goguel, a propus ca să se organizeze un congres extraordinar în anul 1978 la Paris, orașul care a găzduit primul congres. După îndelungate discuții nu s-a luat nici o hotărîre concretă, urmînd ca Comitetul de organizare a celui de al 25-lea Congres să analizeze și să facă propuneri ori pentru ținerea celui de al 26-lea congres la Paris în anul 1978, ori ca acesta să se țină normal la interval de 4 ani, în 1980, aniversîndu-se cu acea ocazie și centenarul congreselor internaționale geologice.

În paralel cu ședințele Consiliului congresului au avut loc și ședințe ale Comitetului și ale Consiliului Uniunii internaționale a științelor geologice. La ședințele consiliului au participat și au votat șefii delegațiilor din țările membre (63 de țări) sau împuterniciți ai acestora. Participarea a fost destul de redusă : 23 la prima ședință, 20 la a doua și 32 la ultima, cînd s-au făcut și alegerile noului Comitet U.I.S.G. pe perioada 1972—1976.

Consiliul U.I.S.G. a aprobat ca sediul legal al uniunii să se stabilească pentru viitorii patru ani la Zürich (Elveția), precum și modificările de statut cu următorul conținut :

La art. 25 : Propunerile nominale pentru numirea de noi membri sau membri supleanți în comisiile și comitetele U.I.S.G. vor fi supuse Comitetului executiv de către președinții sau secretarii acestora. Numirile făcute de Comitetul executiv vor conferi imediat drepturile și îndatoririle de membri. Ei (membrii comisiilor și comitetelor U.I.S.G.) rămîn în funcțiune pînă la sesiunea următoare a consiliului; președintele este, în mod normal, reeligibil numai pentru o singură nouă perioadă. Membrii sînt eligibili pentru o nouă numire; majorarea numărului de vicepreședinți la opt, dintre care unul este de drept fostul președinte al uniunii.

Au fost prezentate rapoarte cu privire la activitatea unora dintre comisiile uniunii : Comitetul de istorie a științelor geologice, Biroul de avizări pentru publicațiile uniunii, Comisia de geologie marină, Subcomisia de petrologie, Comisia de stratigrafie împreună cu toate subcomisiile acesteia, Asociația internațională pentru cuaternar, Uniunea internațională a paleontologilor (care și-a schimbat denumirea în Asociația palentologică internațională), Comitetul de documentare geologică, Comitetul de stokaj, tratare automată și de valorificare a datelor geologice (COGEODATA), Asociația serviciilor geologice africane, Comisia hărților geologice

ale lumii, Federația internațională a societăților de geologie economică, Programul de corelare internațională geologică, Comisia de geologie structurală, Comisia de petrologie a fost transformată în două comisii — una de petrologie sistematică și alta de petrologie experimentală. Au fost confirmate toate propunerile de președinți și de membri ai comisiilor U.I.S.G.

A fost discutată constituirea unei noi comisii — „Știința geologică și omul" —, în care s-a constituit un grup provizoriu pentru studierea structurii și a sarcinilor acesteia.

Au fost aleși reprezentanții U.I.S.G. în I.C.S.U. și în organele acesteia.

Consiliul a fixat data și locul viitoarei ședințe ordinare — ziua a 2-a a Congresului al 25-lea internațional geologic din Australia.

Noul Comitet executiv al U.I.S.G. a fost ales în următoarea componență: Abelson P.H., președinte; Dunhan K., Altiuli E., Cudjoc J., Grasselly Cy., Katili J., Laffite R., Salas P. G., Smirnov I. V., vicepreședinți; Metz K., trezorier; Enegelhardt W., fost trezorier; S. van der Heide, secretar general; Petranec J., secretar general adjunct, reprezentantul Comitetului de organizare a celui de al 25-lea Congres internațional geologic.

Lucrările celui de al 24-lea Congres internațional geologic s-au desfășurat într-o atmosferă plăcută de lucru, interesul pentru comunicări fiind marcat prin prezența unui foarte mare număr de participanți, prin întrebările și discuțiile ample ce au avut loc în cadrul fiecărei ședințe. La buna desfășurare a lucrărilor congresului și a celorlalte organizații geologice au contribuit atît membrii comitetului național de organizare, cît și geologii canadieni care au participat la lucrări în număr mare. Lucrările congresului au avut loc în marile săli special amenajate pentru conferințe în hotelurile din Montreal, acest oraș fiind unul din marile orașe ale lumii în care se desfășoară aproape în permanență congrese, conferințe, simpozioane sau consfătuiri cu caracter internațional,

Prof. Virgil Ianovici,
prim adjunct al ministrului
minelor, petrolului și geologiei

Everett C. Olson, *Vertebrate Paleozoology*, Wiley-Interscience, a Division of John Wiley and Sons, Inc., New York, London, Sydney, Toronto, 1971, 839 p., 179 fig.-text, 55 tab.

Apariţia lucrării reputatului om de ştiinţă american, profesorul E. C. Olson, şeful Departamentului de zoologie al Universităţii din Los Angeles, reprezintă un deosebit eveniment editorial, nu numai în domeniul strict al paleozoologiei vertebratelor, dar şi al paleobiologiei în general, aceasta pentru că *Vertebrate Paleozoology* nu este numai o descriere sistematică a categoriilor taxonomice majore de vertebrate fosile, dar, în primul rînd, o abordare filozofică a problemelor evoluţiei vertebratelor fosile, bazată pe experienţa de 40 de ani a autorului în studiul fragmentelor scheletice ale acestor animale.

Unele probleme majore ale evoluţiei vertebratelor în trecutul Pămîntului, aşa cum sînt apariţia vertebratelor în mediul acvatic, adaptarea la condiţiile vieţii în mediul terestru, originea radiaţiilor adaptative în evoluţia diferitelor grupe de vertebrate fosile, sînt discutate de autor pe baza evaluării critice a datelor oferite de cercetările anterioare, coroborate cu rezultatele studiilor personale, folosind din plin informaţiile oferite de disciplinele înrudite.

Deşi nu toate problemele puse în discuţie primesc din partea autorului soluţii definitive, fapt firesc dacă considerăm numeroasele hiatusuri care se relevă paleontologului în încercarea acestuia de a reconstitui firul neîntrerupt al evoluţiei animalelor, totuşi meritul esenţial al lucrării este acela de a încerca prefigurarea direcţiilor viitoare în cercetarea vertebratelor fosile.

Lucrarea este constituită din patru părţi, între care primele două au un caracter introductiv. Astfel, prima parte, *Urmele vertebratelor fosile şi studiul acestora* (49 pag.), tratează o serie de probleme generale aşa cum sînt : locul vertebratelor în cadrul Phylumului Chordatelor, condiţiile de fosilizare a vertebratelor, natura materialului prelevat în teren şi măsura în care acest material este adecvat pentru a oferi o imagine cît mai reală asupra vieţii în trecutul geologic, iar în finalul acestei părţi este prezentată succint evoluţia vertebratelor, începînd cu primele agnate cunoscute în ordovician pînă la mamiferele pleistocene.

Cea de a doua parte a lucrării, *Morfologia şi funcţiile vertebratelor* (112 pag.), prezintă sistemele componente ale vertebratelor, insistînd asupra structurii acestor sisteme în cazul vertebratelor fosile. În cadrul acestor sisteme, aşa cum este şi firesc, o atenţie deosebită este acordată sistemului scheletic, dat fiind că fragmentele scheletice sînt de cele mai multe ori singurele indicii asupra vertebratelor dispărute. În contextul interacţiunii dintre sistemele corpului vertebratelor, informaţii asupra anatomiei părţilor moi pot fi obţinute din studiul părţilor scheletice. Interpretarea materialului scheletic al vertebratelor fosile este bazată pe cunoaşterea relaţiilor dintre morfologia şi funcţiile vertebratelor actuale, folosind rezultatele studiilor de anatomie comparată, fiziologie, embriologie, genetică şi ecologie. În cuprinsul capitolelor acestei părţi sînt tratate în ordine sistemele : scheletic, tegumentar, urogenital, respirator, circulator, nervos, digestiv, endocrin şi muscular, în cadrul fiecăruia dintre aceste sisteme insistîndu-se asupra modificărilor pe care le-au suferit în cursul evoluţiei vertebratelor, de la formele primitive la cele avansate.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1, p. 297–299, Bucureşti, 1973

Partea a treia a lucrării, care ocupă un spațiu mai larg în structura volumului (260 pag.), este rezervată prezentării sistematice a vertebratelor. Primul capitol al acestei părți prezintă bazele clasificării vertebratelor, care sînt dealtfel comune întregului domeniu al științelor biologice. În acest capitol se arată că, privit istoric, efortul sistematicienilor a fost îndreptat spre realizarea unei clasificări naturale, filogenetice, care să redea cît mai fidel relațiile existente între organismele dispărute și cele actuale. Totodată sînt subliniate dificultățile care apar în realizarea unei asemenea clasificări a vertebratelor, dificultăți determinate atît de diminuarea cantitativă și calitativă a materialului paleontologic pe măsura coborîrii în succesiunea stratigrafică de la depozitele cuaternare spre cele paleozoice, de penuria informațiilor asupra sistemelor moi ale corpului vertebratelor fosile și asupra activităților fiziologice ale acestora, cît și de poziția sistematică incertă a unor grupe dispărute ce nu evidențiază relații apropiate cu grupele de vertebrate actuale. În cuprinsul aceluiași capitol sînt discutate în cadrul concret al clasificării vertebratelor unele probleme taxonomice, așa cum sînt problemele legate de definirea speciei și a categoriilor taxonomice de grad ierarhic mai mare. Celelalte nouă capitole din cuprinsul părții a treia a lucrării sînt dedicate prezentării sistematice a vertebratelor, insistîndu-se asupra reprezentanților fosili. În ordine, aceste capitole prezintă supraclasa *Agnatha*, clasa *Placoderma*, clasa *Acanthodia*, clasa *Chondrichthyes*, clasa *Osteichthyes*, clasa *Amphibia*, clasa *Reptilia*, clasa *Aves* și clasa *Mammalia*. În capitolele respective sînt analizate diferitele clasificări propuse pentru fiecare dintre aceste categorii majore, subliniind problemele speciale ridicate de sistematica grupelor respective, sînt prezentate în mod concis principalele subdiviziuni taxonomice.

Partea a patra a lucrării *Modele de evoluție*, cea mai dezvoltată în structura lucrării (356 pag.), prezintă aspectele majore ale evoluției vertebratelor. Astfel, primele două capitole tratează probleme ale adaptării la viața în mediul acvatic atît a vertebratelor a căror întreagă istorie este legată de acest mediu, cît și a celor adaptate în mod secundar la viața acvatică. Adaptarea acestor animale la viața acvatică este ilustrată prin modificările caracterelor morfologice ale diferitelor organe ca o reflectare a adaptărilor funcționale. Sînt analizate astfel modificările organelor locomotorii, adaptarea la diferite regimuri de hrană, transformările survenite în structura organelor senzoriale, a aparatului respirator, reproducător și a sistemului osmoregulator.

Capitolul trei prezintă radiațiile adaptative în mediul acvatic în cazul concret al actinopterigienilor. Se arată că urmărirea evoluției acestora indică o succesiune de radiații care au condus de la nivelul de organizare primitiv al condrosteilor, la nivelul holosteean, iar de aici, prin intermediul treptei de tranziție a halecostomilor, la nivelul cel mai evoluat al actinopterigienilor — nivelul teleosteenilor. Toate modificările structurale produse în cursul acestor radiații adaptative sînt analizate și interpretate pe parcursul acestui capitol.

Capitolul patru analizează succesiunea transformărilor evolutive care au condus de la crosopterigienii ripidiști la primii stegocefali (*Ichthyostegalia*), implicit la apariția primelor vertebrate tetrapode, la cucerirea de către vertebrate a mediului terestru. O atenție deosebită este acordată cadrului ecologic în care s-au produs aceste transformări.

În capitolul cinci sînt prezentate radiațiile adaptative în mediul terestru care au condus de la nivelul de organizare reptilian la păsări și mamifere. Sînt distinse patru linii evolutive majore : captorinomorfe-procolofonide-? chelonieni ; pelicosaurieni-terapside-mamifere ; lepidosaurieni (cuprinzînd radiațiile ce au condus la lacertilieni și ofidieni) ; arcosaurieni-păsări. Se arată că rădăcinile acestor linii evolutive trebuie căutate în complexele semiterestre de vîrstă permo-carboniferă. În acest sens sînt prezentate compoziția, caracteristicile și evoluția faunelor de această vîrstă din S.U.A., U.R.S.S., Africa de sud.

În capitolul șase este indicat cursul radiațiilor evolutive ce au avut loc pornind de la captorinomorfe pînă la mamiferele placentare, trecînd succesiv prin șase nivele de organizare : nivelul captorinomorfelor primitive ; nivelul pelicosaurienilor primitivi ; nivelul pelicosaurienilor evoluați ; nivelul terapsidelor primitive ; nivelul terapsidelor avansate ; nivelul mamiferelor

primitive. Separarea acestor nivele tranzitorii între reptilele primitive şi mamifere este bazată pe un aprofundat studiu osteologic comparat, ale cărui rezultate sînt detaliate pe parcursul capitolului.

Ultimul capitol al acestei părţi şi în acelaşi timp al lucrării pune în discuţie unele probleme de biogeografie în cazul concret al mamiferelor teriene : marsupiale şi placentare. Este prezentată evoluţia şi răspîndirea terienilor primitivi în timpul cretacicului superior, paleocenului şi eocenului atît în continentele emisferei nordice, cît şi în cele ale emisferei sudice, subliniind modul în care modificările paleogeografice care au avut loc în acest timp au influenţat această evoluţie şi distribuţie.

O bibliografie bogată, cuprinzînd peste 1 000 de titluri, şi un index alfabetic încheie acest volum deosebit de util tuturor celor interesaţi de problemele pe care le ridică istoria filogenetică a vertebratelor, istorie care a furnizat numeroase dovezi în sprijinul teoriei evoluţioniste.

Dan Grigorescu

Revista „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental și aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei și tectonicii, precum și din cel al mineralogiei, petrografiei și geochimiei; de asemenea sînt incluse articole de sedimentologie, al căror conținut prezintă indicații importante în cunoașterea formațiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugați să înainteze articolele, notele și recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schițele și hărțile vor fi executate în tuș, pe hîrtie de calc. Tabelele și ilustrațiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita repetarea acelorași date în text, tabele și grafice. Explicația figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului și a anului apariției lucrării (de exemplu, G. M u r g o c i, 1961). Numele autorului va fi precedat de inițială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanțelor internaționale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondența privind manuscrisele, schimbul de publicații etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacție, Calea Victoriei nr. 125, București.

1973 MAI 19

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

EUGEN NICORICI, **Stratigrafia neogenului din sudul Bazinului Şimleu**, 1972, 159 p., 27 pl., 14,50 lei.

LIVIU IONESI, **Flişul paleogen din bazinul văii Moldovei**, 1971, 250 p., 18 fig., 1 hartă color, 21 pl., 17,50 lei.

V. POMÂRLEANU, **Geotermometria şi aplicarea ei la unele minerale din România**, 1971, 158 p., 80 fig., 10 lei.

D. CIUPAGEA, M. PAUCĂ, TR. ICHIM, **Geologia Depresiunii Transilvaniei**, 1970, 256 p., 50 fig., 14,50 lei.

ANA CONEA, **Formaţiuni cuaternare în Dobrogea**, 1970, 234 p., 79 fig., 18,50 lei.

I. GAVĂŢ, R. BOTEZATU, M. VISARION, **Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice**, 1973, 574 p., 393 fig., 41 lei.

O. CLICHICI, **Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Şimleu**, 1973, 179 p., 51 fig., 24 pl., 14 lei.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOLOGIE, T. 18, NR. 1, P. 1—300, BUCUREŞTI, 1973

I.P.I. — c. 2551

43 867

Lei 50. —

F 1329

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

2

TOMUL 18
1973

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.

Secretar de redacție:

P. ȘOIGAN

Prețul unui abonament este de 100 de lei.

În țară, abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face la Întreprinderea ROMPRESFILATELIA, Căsuța poștală 2001, telex 011631, București, România, sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

La revue „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" paraît 2 fois par an.

Toute commande à l'étranger sera adressée à Întreprinderea ROMPRESFILATELIA, Boîte postale 2001, telex 011631, Bucarest, Roumanie, ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI:
CALEA VICTORIEI NR. 125,
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA

GEOLOGIE

TOMUL 18 Nr. 2
1973

MŰSZAKI KÖNYVTÁR

SUMAR

N. GHERASI, ADINA VISARION, P. ZIMMERMANN, Considerații asupra vîrstei unor șisturi cristaline și depozite sedimentare din autohtonul danubian, situate la marginea de nord a Munților Godeanu (Carpații Meridionali) 303
G. CIOFLICA, Ș. VLAD, Aikinitul din skarnele de la Băița Bihorului 312
I. MÂRZA, A. SÎNTIMBREANU, A. MOȚIU, S. PÁLFFI, LUCREȚIA MÂRZA, CECILIA CIURA, Pegmatitele cu molibdenit de la Vința (Munții Apuseni) 317
ION BALINTONI, VASILE CHIȚIMUȘ, Prezența paramorfozelor de rutil după brookit în cristalinul seriei de Tulgheș (Carpații Orientali). 329
CONSTANTIN COCÎRȚĂ, Procese de albitizare la rocile porfiroide din Carpații Orientali 335
BARBU LANG, Formațiunea vulcano-sedimentară ponțiană din partea nordică a Munților Gutîi 343
IULIU SILAȘ, IOAN DRĂGHICI, Cercetări și experimentări privind folosirea sistemelor de prelucrare automată a datelor în studiul calitativ al zăcămintelor filoniene de minereuri, calculul rezervelor și evaluarea economică a acestora . . . 353
GR. ALEXANDRESCU, JANA SĂNDULESCU, Asupra vîrstei argilelor vărgate din pînza șisturilor negre (Audia), din valea Moldovei (Carpații Orientali) 397
ELENA BRATU, Biozone de foraminifere în depozitele paleocene din valea Dîmboviței (Carpații Orientali). 409
ELENA POPA, OVIDIU DRAGASTAN, Alge și foraminifere triasice (anisian-ladinian) din estul Pădurii Craiului (Munții Apuseni) 425
I. GRĂF, IOANA PANA, GH. MITREA, Date noi cu privire la biostratigrafia pliocenului de la nord și sud-est de Odorheiu Secuiesc (SE Bazinului Transilvaniei) . . . 443
GRIGORE POP, LADISLAU SZÁSZ, Santonianul din regiunea Hațegului (Carpații Meridionali) 463

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 301–588, București, 1973

M. ŞTEFĂNESCU, Efectele mişcărilor intraneocomiene în partea internă a flişului eocretacic de la curbura Carpaţilor 469
V. NICOLĂESCU Contribuţii la cunoaşterea flişului cretacic din partea de vest a Munţilor Bodoc 479
ILIE HUICĂ, AURA CEHLAROV, LIDIA BÎRLEA, Noi date stratigrafice, paleogeografice şi paleoecologice privind sedimentarul oligocen-miocen din NNE Bazinului Transilvaniei 489
MARIOARA ORBOCEA, Precizări privind stratigrafia de detaliu a depozitelor miocenului inferior din regiunea Măldăreşti — Slătioara (jud. Vîlcea) 501
O. DRAGASTAN, R. MUŢIU, C. VINOGRADOV, Zonele microfaciale şi limita jurasic-cretacic în Carpaţii Orientali (Munţii Hăghimaş) şi în Platforma Moesică . . . 509
DENISA LUPU, *Gorjanovicia polšaki*, o nouă specie de radiolitid din senonianul Munţilor Apuseni 535
ION ANDREESCU, Precizări asupra limitelor etajului meoţian 541
I. PAPAIANOPOL, Genul *Gilletella* în depozitele dacianului superior dintre valea Ceptura şi valea Scheii (jud. Prahova) 559
H. NICHIFORESCU, TAMARA NICHIFORESCU, Un nou nivel de cinerite în orizontul cenuşiu (helveţian superior) din Depresiunea Pericarpatică — zona de curbură 569
RĂZVAN GIVULESCU, Studii asupra unor epiderme fosile 577

CONSIDERAȚII ASUPRA VÎRSTEI UNOR ȘISTURI CRISTALINE ȘI DEPOZITE SEDIMENTARE DIN AUTOHTONUL DANUBIAN, SITUATE LA MARGINEA DE NORD A MUNȚILOR GODEANU (CARPAȚII MERIDIONALI)

DE

N. GHERASI, ADINA VIȘARION, P. ZIMMERMANN

55(05)

La sud de Munții Retezat, în bazinul văii Lăpușnicului, se întinde o zonă îngustă de depozite sedimentare care se prelungește în valea Branului și în partea inferioară a Rîului Șes, unde sînt afectate de un slab metamorfism. Spre vest, la Muntele Tomeasa, acest metamorfism devine mai evident.

Anterior, Fr. Schafarzik (1898) a considerat depozitele de care ne ocupăm ca fiind echivalente cu cele din Țarcu pe care le-a atribuit doggerului și menționează prezența unor arcoze — gresii care amintesc de gresiile de Pregeda din Caraș-Severin aparținînd la lias-rhetian.

În sinteza asupra Carpaților Meridionali, A. Streckeisen (1934) precizează că la marginea de SV a Retezatului, în valea Lăpușnicului, este prezentă formațiunea de Schela a cărei vîrstă este jurasică. Admitem că această formațiune este echivalentă liasicului în facies de Gresten, metamorfozate însă dinamic.

N. Gherasi (1937) separă un orizont de arcoze în baza depozitelor jurasice din această zonă formată din cuarțite, gresii, filite și calcare. Autorul observă în această stivă de sedimente prezența sericitului, cloritului și cloritoidului format printr-un metamorfism slab de epizonă.

În anii 1944—1945, cît și în 1958 și 1960, N. Gherasi a întreprins reambulări care au fost consemnate pe hărți la scara 1 : 10 000.

Date recente au fost prezentate de D. Moraru (1972) care, bazat pe caractere litofaciale, stratigrafice, cît și printr-un studiu comparativ cu alte formațiuni slab metamorfozate, ajunge la concluzia că depozitele din valea Lăpușnicului au vîrstă paleozoic inferioară, probabil devoniană. Aceste depozite slab metamorfozate ar aparține, după D. Moraru, unei serii de Tulișa.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 303—310, București, 1973

Studii de teren efectuate cu prilejul sintezei geologice din autohton, în zona cuprinsă între valea Streiului și valea Timișului [1], au pus din nou în discuție vîrsta acestor șisturi slab metamorfozate, situate la nord de peticul de acoperire al Munților Godeanu. Autorii, bazați pe criterii litostratigrafice și metamorfice, le aseamănă cu șisturile seriei de Vidra și le consideră de vîrstă paleozoică.

GEOLOGIA DE ANSAMBLU ȘI REZULTATE PALINOLOGICE

Zona pe care ne-am propus să o prezentăm este dominată de Masivul Godeanu constituit din micașisturi, gnaise paragnaise, și amfibolite metamorfozate în faciesul amfibolitelor. Repartiția izogradelor de metamorfism în această stivă de șisturi cristaline getice este normală, avînd în bază izogradul cu sillimanit, urmată de izogradul cu disten și apoi staurolit, succesiune caracteristică unui metamorfism dalradian.

Cristalinul autohton (fig. 1) este constituit din două serii de șisturi cristaline [2]:

1. Seria de Măgura, situată în partea inferioară a stivei de șisturi cristaline, este alcătuită din șisturi cuarțitice cloritoase ± muscovit, din cuarțite și șisturi clorito-sericitoase, parțial migmatizate.

2. Seria de Zeicani urmează peste seria precedentă și este alcătuită din șisturi verzi clorit-albitice, din metatufite acide, șisturi cuarțitice și ortoamfibolite. O parte din șisturile acestei serii situate la sud și vest de gnaisul de Petreanu pînă la Fața Fetii sînt feldspatizate. Metamorfismul acestor două serii de șisturi cristaline ale autohtonului corespunde faciesului de șisturi verzi.

Gnaisul granitoid de Petreanu și granodioritul de Retezat reprezintă masive sincinematice asociate seriei de Măgura și Zeicani, în timp ce granitul de Pietrii și granitul de Rîu Șes reprezintă intruziuni tardecinematice.

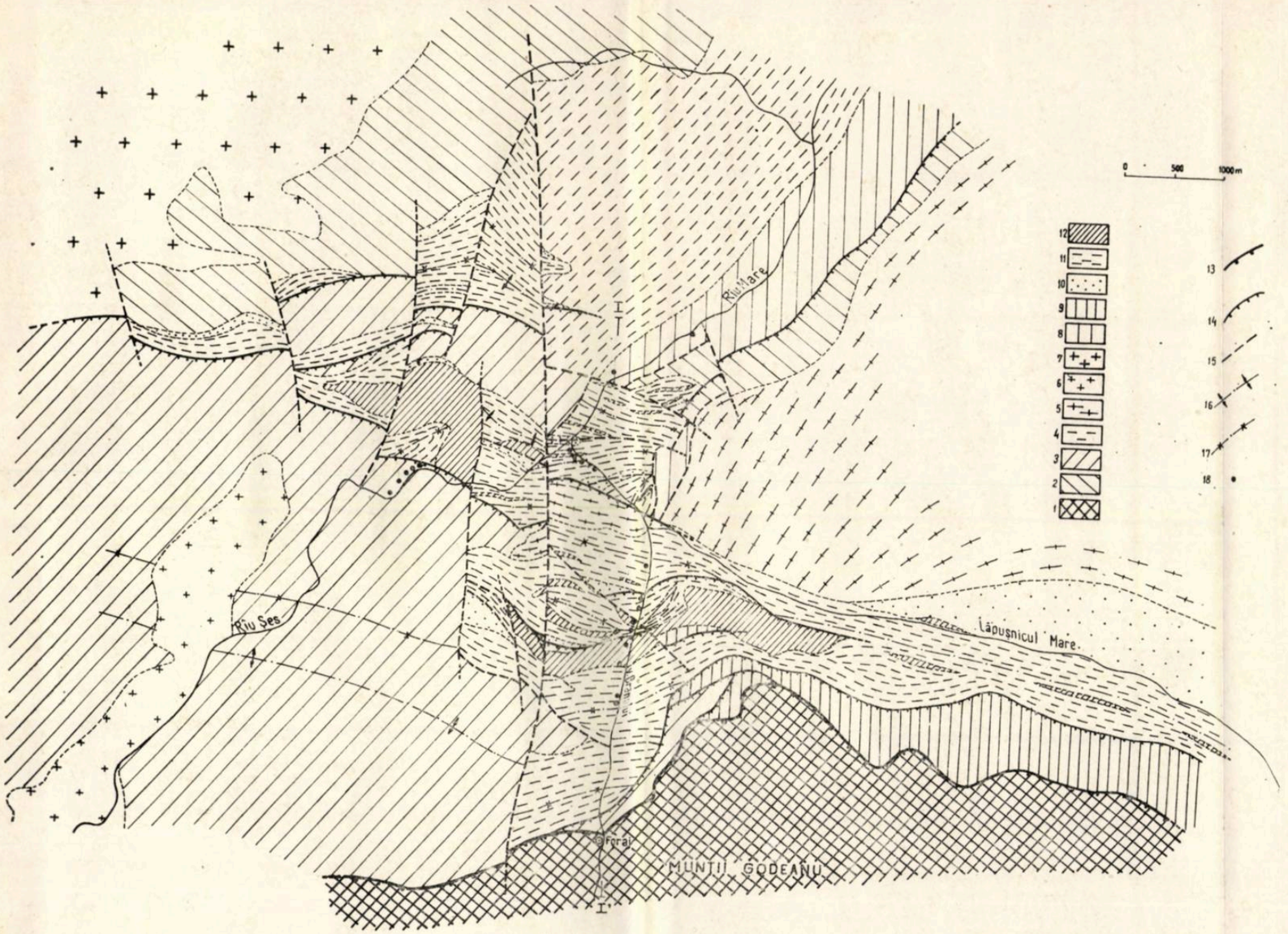
Analiza palinologică a probelor colectate de la partea superioară a seriei de Zeicani, asupra unor șisturi verzi clorito-sericitoase provenite din Rîu Șes, a condus la identificarea următorului conținut microfloristic:

Protosphaeridium sp.
Protosphaeridium densum Tim.
Favososphaeridium sp.
Leiosphaeridium sp.
Leiopsophophaera sp.
Granomarginata sp.
Margominuscula sp.
Lophominuscula sp.
Protomycterosphaeridium marmoratum Tim.
Spumosata sp.
Uniporata sp.
Uniporata torosa Pych.

---

[1] N. Gherasi, P. Zimmermann, Voichița Zimmermann (1971) *Raport parțial de sinteză în partea de nord a Munților Retezat, Carpații Meridionali.*

[2] *Op. cit.* pct. 1.



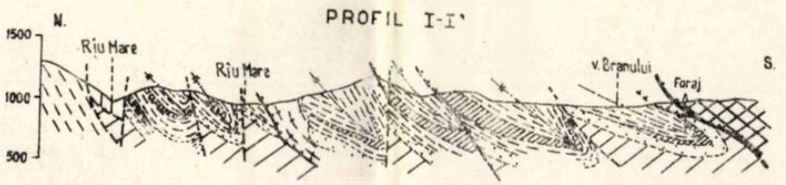


Fig.1. — Schița geologică a zonei situate la nord de Munții Godeanu.

Cristalin getic: *1*, paragnaise, micașisturi, amfibolite. **Cristalin autohton:** *2*, seria de Măgura (șisturi cuarțitice cloritoase ± muscovit, cuarțite); *3*, seria de Zeicani (șisturi verzi, metatufite acide, șisturi cuarțitice); *4*, gnaise de Petreanu; *5*, granodiorit de Retezat; *6*, granit de Riu Șes; *7*, granit de Pietrii; *8*, seria de Riul Mare (metapsefite, cuarțite sericitoase, filite); *9*, zona de Soarbele (conglomerate, brecii, gresii calcaroase). **Sedimente jurasice:** *10*, arcoze, cuarțite, conglomerate; *11*, filite sericitoase; *12*, calcarenite, șisturi calcaroase, calcare microcristaline; *13*, plan de șariaj; *14*, linie de încălecare; *15*, falie; *16*, ax de anticlinal; *17*, ax de sinclinal; *18*, probe analizate palinologic.

Din analiza tabelului nr. 1 a repartiției stratigrafice a microflorei fosile determinate în seria de Zeicani, rezultă următoarele :

În asociația identificată apar forme microfitoplanctonice aparținînd genurilor *Protosphaeridium*, *Leiosphaeridium*, *Favososphaeridium* care prezintă o largă dezvoltare, fiind citate din proterozoicul superior în paleozoicul inferior (B . V . T i m o f e e v , 1966).

Ultramicrosporii *Margominuscula*, *Lophominuscula* sînt menționați (S . N . N a u m o v a , 1968; N. G. P i s c h o w a, 1967) în proterozoicul superior, continuîndu-se sporadic și în cambrianul inferior.

Uniporata, *Uniporata torosa*, *Spumosata* deși apar din infracambrian sînt caracteristice cambrianului inferior, iar *Protomycterosphaeridium marmoratum* și *Leiopsophophaera* sînt citate atît în infracambrian, cît și în cambrianul inferior (L . J a g e l s k a , 1965).

Prezența în complexul palinologic pus în evidență în seria de Zeicani a unor forme care aparțin atît infracambrianului, cît și cambrianului inferior permite încadrarea depozitelor din care au fost studiate probele respective în acest interval (pl. I).

În partea de nord a zonei cercetate urmează seria de Rîul Mare, a cărei poziție discordantă față de seria de Măgura este evidentă. Seria de Rîul Mare este încleștată între masivele Retezat și Petreanu și este constituită din filite sericitografitoase cu clorit ± biotit, din cuarțite sericitoase, avînd în bază uneori metapsefite. Această serie de șisturi cristaline a fost numită de A . S t r e c k e i s e n (1934) formațiunea de Rîul Mare care se aseamănă cu formațiunea de Schela, însă prezintă un grad mai intens de metamorfism. Acest autor consideră formațiunea de Rîul Mare ca fiind paleozoică ori mezozoică.

Într-o probă colectată din filitele sericitoase cu clorit a seriei de Rîul Mare s-a pus în evidență o asociație microfloristică alcătuită din *Leiosphaeridae*, *Protosphaeridae*, *Synspheridae*, care sînt citate din proterozoicul superior și paleozoicul inferior, și din cîteva chitinozoare din care a putut fi determinată o formă pe care am conferit-o genului *Illichitina* (pl. II).

Prezența chitinozoarelor, importante din punct de vedere stratigrafic, întrucît nu apar decît în paleozoic (ordovician-devonian), dintre care *Illichitina* este menționat de T a u g o u r d e a u și colab. (1967) în ordovicianul din Europa, ridică problema vîrstei paleozoice a seriei de Rîul Mare, vîrstă ce trebuie precizată desigur prin cercetarea sistematică a întregii succesiuni.

La contactul dintre autohton și cristalinul getic, pe afluenții din partea stîngă a văii Lăpușnicului a fost separată „ zona de Soarbele" constituită din sedimente eterogene, reprezentate prin brecii, conglomerate, șisturi și calcare (N . G h e r a s i , 1937). Conglomeratele și calcarele asociate conțin elemente mari de șisturi cristaline (olistolite) ce alternează cu gresii calcaroase. Asupra vîrstei acestei zone de sedimentare nu deținem argumente paleontologice. N . G h e r a s i (1937) o consideră, sub semnul întrebării, de vîrstă cretacică.

Poziția zonei de Soarbele este tectonică, avînd la partea superioară planul de încălecare a pînzei Getice, iar în bază o linie secundară de încălecare. I . S t ă n o i u (1973) consideră că rocile din zona de Soarbele

aparţin pînzei de Severin, avînd acelaşi aspect litologic cu cele din stratele de Azuga din Platoul Mehedinţi.

Discordant pe şisturile cristaline şi pe granitoidele autohtonului şi încleştate sub peticul de acoperire al Munţilor Godeanu se întîlnesc sedimente mezozoice, reprezentînd un ciclu sedimentar alcătuit din arcoze în bază, filite sericitoase cu pigment cărbunos asociate cu calcare şi care se încheie cu siltite sericitoase şi marne.

Acest ciclu de sedimente este incomplet dezvoltat şi se întîlneşte pe valea Branului, valea Lăpuşnicului şi Rîu Şes. Sedimentele sînt cutate strîns, sub forma unor sinclinale şi anticlinale faliate.

Partea bazală a sedimentelor este marcată de arcoze albe masive cu ciment cuarţos, cu sericit şi arcoze calcaroase care se dispun pe granodioritul de Retezat. Unele arcoze din Rîu Şes conţin elemente litice din gnaisul de Petreanu. Între Rîu Şes şi valea Lăpuşnicului în locul arcozelor apar cuarţite microconglomeratice, cuarţite feldspatice şi cuarţite cu pigment cărbunos, iar spre vest, în Muntele Tomeasa, se găseşte un nivel discontinuu de metaconglomerate cu cuarţuri albe.

Peste arcoze şi cuarţite se dispun şisturi grezoase şi filite sericitoase negre. Succesiunea se continuă cu calcarenite şi calcare microcristaline cenuşii şi albe cu textură şistoasă. Spre est, faciesul calcaros apare mai jos în scara stratigrafică, deoarece la Rotunda, pe valea Lăpuşnicului, peste arcoze urmează direct un nivel de calcare. Atît calcarenitele, cît şi calcarele conţin uneori plăci perforate de echinide şi entroce de crinoide de 1—1,5 mm. În general, resturile organice amintite se găsesc în partea bazală a calcarelor, aşa cum se observă pe valea Branului, pe valea Lăpuşnicului la Gura Apei, cît şi pe versantul stîng al Rîului Şes, unde calcarele formează un relief incisiv, denumit Faţa Fetii. În calcarele de la Faţa Fetii, la altitudinea de 1 530 m, a fost observată o formă pentagonală de entrocă care ar indica prezenţa genului *Pentacrinus* gen care apare din mezozoic.

Resturi de echinoderme au fost întîlnite şi în şisturile calcaroase, într-un foraj săpat din cristalinul getic sub planul de şariaj. Aceste resturi au fost identificate într-o carotă din forajul de la valea Branului (m 115).

Peste acest episod de calcare a cărui grosime este cuprinsă între 150 şi 200 m urmează şisturi calcaroase, siltite cenuşii sericitoase, foioase, cu care se încheie succesiunea depozitelor mezozoice din zona cercetată de noi.

Probele pentru analize palinologice (12 probe) au fost colectate pe un profil transversal în valea Branului, începînd cu filitele situate deasupra cuarţitelor şi pînă la partea superioară a succesiunii descrisă mai sus. Alte 7 probe provin din valea Lăpuşnicului, din calcarenitele situate lîngă confluenţa cu Rîu Şes.

Probele palinologice colectate au pus în evidenţă o asociaţie sporopolinică bine reprezentată în calcarenite şi calcare, şisturile negricioase dovedindu-se aproape lipsite complet de resturi organice.

Analiza palinologică a prezentat următoarea asociaţie :

Cyathidites sp.
Cyathidites minor Couper
Dictyophyllidites harrisii Couper
Punctatisporites leichenisis Playf. Dett.

Gleicheniidites sp.
Toroisporites parvulus Döring
Trilobosporites sp.
Deltoidospora juncta (Kr—Mz) Singh.
Contignisporites sp.
Classopolis classoides (Pf.) Poc Jans.
Ovalipollis sp.
Osmundacidites sp.
Piceapollentites sp.
Cerebropollentis sp.
Abietineaepollentes sp.
Ginkgocycadophitus sp.
Ginkgocycadophitus nitidus (Balme) Dettman.
Bennettitinaepollenites sp.
Bennettitinaepollenites kedvesi Bona

Ţinînd seama de distribuţia stratigrafică a microflorei mezozoice în Europa dată de D ö r i n g (1965), T r a l a u (1968), B o n a (1969), genurile şi speciile determinate de noi apar în cea mai mare parte din triasic, devin mai frecvente în jurasic, continuîndu-se şi în cretacicul inferior (pl. III, IV).

Prezenţa în număr mare a polenului de *Gingkoales* şi *Bennettitales* dominante în timpul jurasicului şi identificarea genului *Ovalipollis*, care este menţionat exclusiv din triasic mediu-superior în Jurasic, pledează pentru atribuirea vîrstei jurasice a depozitelor din Lăpuşnic-Branul.

Întrucît elementele microfloristice apar sporadic, la diferite nivele ale formaţiunii cercetate, considerăm că numai pe baza unui studiu foarte detaliat palinologic, care să cuprindă întreaga arie de dezvoltare a acesteia, s-ar putea ajunge la precizarea extinderii acestor depozite considerate jurasice pe baza unor prime investigaţii sporo-polinice.

CONSIDERAŢIUNI TECTONICE

Fundamentul cristalinului autohton din zona cercetată face parte din flancul de sud al unei structuri anticlinale majore Pietrii-Petreanu, metamorfozate în orogeneza baicaliană. Această presupunere este confirmată de asociaţia microfloristică din seria de Zeicani (precambrian superior — cambrian inferior) în zona valea Branului — Rîu Şes.

Un efect al tectonicii hercinice se poate observa în partea de vest a granodioritului de Retezat, unde seria de Rîul Mare (paleozoic inferior) este încălecată de şisturile cristaline mai vechi ale seriei de Măgura.

Elementul tectonic principal este raportul de şariaj între cristalinul getic şi autohtonul danubian care prinde sub planul de încălecare sedimente jurasice, dintre care unele au putut fi datate microfloristic.

Raporturile dintre şisturile cristaline ale autohtonului danubian şi sedimentele jurasice sînt complicate de 6 falii cu caracter de încălecare, care păstrează aproximativ un paralelism cu planul de şariaj getic. Cele mai importante încălecări sînt situate una la nord de confluenţa Rîului Şes cu valea Lăpuşnicului şi alta la sud de aceasta.

Unele linii de încălecare peste sedimentele jurasice angajează de-a lungul acestui contact și lame de șisturi cristaline din autohton. O parte din aceste lame sînt constituite din metadiorite sau din șisturi cristaline migmatizate, situate uneori sub calcare. O altă interpretare decît cea tectonică a acestor șisturi cristalin de la sud de valea Lăpușnicului este a unor olistolite alunecate de pe un țărm abrupt, în bazinul intercratonic în care se depuneau sedimentele jurasice.

Ulterior acestor încălecări, paralele cu șariajul getic, a urmat o compartimentare de-a lungul unor falii transversale, care a avut drept efect coborîrea părții de vest a zonei cercetate și ridicarea zonei Petreanu—Retezat de-a lungul faliei Tomeasa-valea Branului.

METAMORFISMUL ALPIN

Gradul de cristalizare a mineralelor ce participă la alcătuirea acestei stive de șisturi de vîrstă jurasică se situează la limita dintre diageneză și metamorfism.

Creșterea acestui metamorfism se face de la sud spre nord și de la est spre vest, direcție în care se constată o trecere progresivă de la structuri litoclastice și cataclastice (în care elementele litice se rotesc unele față de altele regrupîndu-se de-a lungul unor plane subparalele diferite de stratificația primară a rocii) spre structuri metamorfice tipice, în care apar minerale de neoformație cum sînt sericitul și cloritul.

Cercetări röngenostructurale întreprinse de G. Cușmirenco, cît și analize termice efectuate de D. Todor și G. Enache, pe probe colectate din valea Branului și Rîul Mare, au pus în evidență clorite fero-magneziene (ripidolit) și hidromice de origine metamorfică.

În filitele sericitoase jurasice de la nord de Fața Fetii prezența cloritoidului este o confirmare a metamorfismului progresiv dominat de presiuni înalte, care s-a ridicat pînă la echilibre mineralogice caracteristice faciesului de șisturi verzi. Ținînd seama că pigmentul cărbunos din filite coboară local gradul de metamorfism, ar explica de ce unele structuri litoclastice întîlnite în stiva de șisturi în partea de sud, cît și la alte nivele au fost împiedicate să se reorganizeze în parageneze tipic metamorfice, corespunzătoare faciesului de șisturi verzi.

În rocile carbonatice efectul metamorfismului alpin a condus la recristalizarea calcitului și a cuarțului, conservînd pe alocuri entroce de crinoide, plăci perforate de echinide și o asociație microfloristică relativ abundentă. Metamorfismul este mai accentuat spre vest, în valea Branului și Rîu Șes, unde apare sericit și clorit pe planele de foliație.

Cauzele acestui metamorfism, postulat de L. Mrazec (1904) și anticipat în această zonă de A. Streckeisen (1934) și N. Gherasi (1937), trebuie căutat în mișcările care au generat raporturile de șariaj dintre getic și autohton. O confirmare a acestui punct de vedere o constituie și datele de vîrstă absolută obținute pe aceste șisturi de vîrstă jurasică, care indică valori cuprinse între 102 și 105 milioane ani (M. Soroiu și colab., 1970). Aceste vîrste obținute prin metoda K/Ar se plasează în scara geocronologică în orogeneza alpină.

1 2 3 4

5 6 7

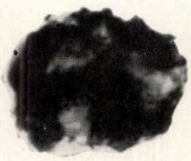
8 9 10

Fig. 1. — *Margominuscula* sp. (Prep. 1 818).
Fig. 2. — *Protosphaeridium densum* Tim. (Prep. 1 820).
Fig. 3. — *Leiosophosphaera* sp. (Prep. 1 821).
Fig. 4. — *Spumosata* sp. (Prep. 1 821).
Fig 5. — *Granomarginata* sp. (Prep. 1 822).
Fig. 6. — *Protomycterosphaeridium marmoratum* Tim. (Prep. 1 824).
Fig. 7. — *Leiosphaeridia* sp. (Prep. 1 824)
Fig. 8,9. — *Uniporata* sp. (Prep. 1 826).
Fig. 10. — *Uniporata torosa* Pych (Prep. 1 827).

11

12

13



14

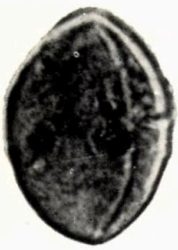
17

15

16

17a

Fig. 11. — *Leiosphaeridia* sp. (Prep. 1701/18).
Fig. 12. — *Synsphaeridium conglutinatum* Tim. (Prep. 1702)18).
Fig. 13, 14 — *Acritarche?*
Fig. 15. — *cf. Illichitina* sp. (Prep. 1710/18).
Fig. 16, 17 — Chitinozoare.

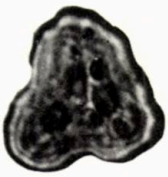


18

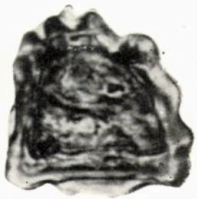
19

20

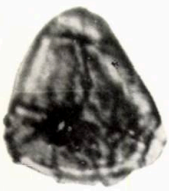
21



22



23

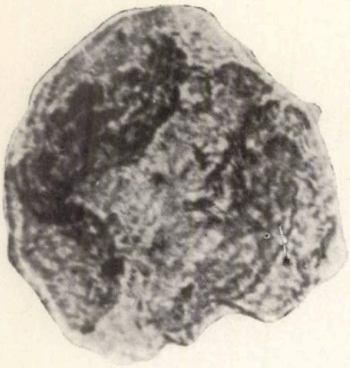


24

25

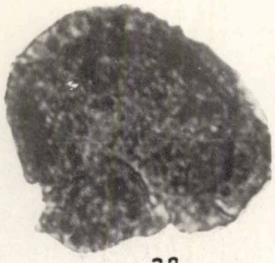
26

Fig. 18. — *Ginkgocycadophytes* sp. (Prep. 1 605).
Fig. 19. — *Ginkgocycadophytes nitidus* (Balme) Dettman (Pre. 1 605).
Fig. 20. — *Bennettitenaepollenites kedvoşi* Bona (Prep. 1 620).
Fig. 21. — *Toraisporites parvulus* Döering (Prep. 1 620).
Fig. 22. — *Trilobosporites* sp. (Prep. 1 618).
Fig. 23. — *Contignisporites* sp. (Prep. 1 620).
Fig. 24. — *Deltoidospora* juncta (K-M) (Prep. 1 626).
Fig. 25. — *Gleicheniidites* sp. (Prep. 1 618).
Fig. 26. — *Cyathidites* sp. (Prep. 1 617).



27

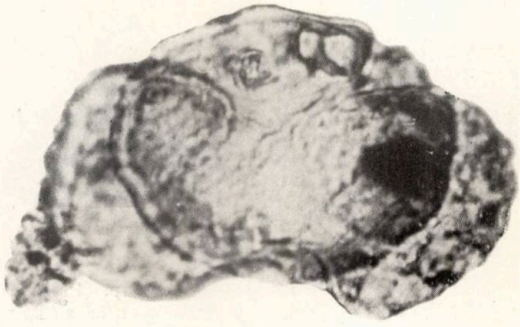
28



29

30

31



32

Fig. 27. — *Cerebropollenites* sp. (Prep. 1 615).
Fig. 28. — *Punctatisporites leichensis* Play-Dett. (Prep. 1 615).
Fig. 29. — *Osmundacidites* sp. (Prep. 1 616).
Fig. 30. — *Dictyophyllidites harrisii* Couper (Prep. 1 618).
Fig. 31. — *Ovalipollis* sp. (Prep. 1 625).
Fig. 32. — *Abietinaepollenites* sp. (Prep. 1 626).

Vîrsta jurasică determinată la nord de Godeanu, într-o stivă de sedimente a cărei succesiune seamănă în parte cu succesiunea cunoscută în seria de Tulişa, ridică o problemă cercetătorilor care se ocupă de şisturile cristaline paleozoice din autohtonul danubian.

Tabelul nr. 1

Răspîndirea stratigrafică a microflorei fosile determinată în seria de Zeicani, după distribuţia pe verticală dată de Naumova (1968), Pokrovskaia şi colab. (1966) şi Timofeev (1966)

Unităţi taxonomice	Proterozoic mediu	Precambr. superior-infracambr.		Cambrian		
		1	2	inf.	med.	sup.
a.	b.	c.		d.		
Protosphaeridium sp.						
Protosphaeridium densum						
Favososphaeridium sp.						
Leiosphaeridium sp.						
Protomycterosphaeridium marmoratum						
Granomarginata sp.						
Lophomimuscula sp.						
Margominuscula sp.						
Spumosata sp.						
Uniporata torosa						
Uniporata sp.						

CONSIDÉRATIONS SUR L'ÂGE DE CERTAINS SCHISTES CRISTALLINS ET DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES DE L'AUTOCHTONE DANUBIEN SITUÉS AU N DES MONTS GODEANU (CARPATES MÉRIDIONALES)

RÉSUMÉ

Les études palinologiques concernant certains terrains cristallophiliens de l'Autochtone danubien ont mis en évidence à leur partie supérieure (Série de Zeicani) la présence de l'Infracambrien — Cambrien inférieur.

Des schistes verts sériciteux de la Série de Zeicani ont livré une association assez riche dont les microspores *Margominuscula* et *Lophominuscula* sont mentionnés dans le Protérozoïque supérieur, tandis que *Uniporata torosa* et *Spumosata* sont caractéristiques pour le Cambrien inférieur (Planche I).

Des schistes du Paléozoïque inférieur (Série de Rîu Mare) contenant des restes de chitinozoares peuvent être d'âge ordovicien — dévonien.

Les dépôts sédimentaires en partie faiblement métamorphisés qui sont transgressifs sur les schistes cristallins et les granitoïdes de l'Autochtone ont été attribués antérieurement aussi bien au Mésozoïque qu'au Paléozoïque.

L'analyse palinologique de ces dépôts a mis en évidence la fréquence du pollen de Gingkoales et Bennetitales parmi d'autres formes (Planche III) et qui plaident pour un âge jurassique.

Ces dépôts jurassiques coïncés sous le lambeau de recouvrement des monts Godeanu ont subi un faible métamorphisme d'épizone. Ce métamorphisme alpin a déterminé la formation de la séricite, de la rhipidolithe et du chloritoïde dans cette partie des Carpates méridionales.

BIBLIOGRAFIE

BONA J. (1969), *Mecsek negysèg — Palinologia Jura Jdöskok*, Anal. Inst. geolog. publici hungarici, **LI**, Budapest III.

DETTMAN H. (1963), *Upper mesozoic microfloras from south-eastern Australia*, Royal society of Victoria.

DÖRING H. (1965), *Die sporenpalaontologische Gliederung des Weelden in Westmecklenburg (Struktur Werle) Geologie*, Akad. Verlag — Berlin.

GHERASI N. (1937), *Étude pétrographique et géologique dans les Monts Godeanu et Tarcu (Carpates Méridionales)*, Ann. Inst. Géol. Roum., **XVIII.**

GHERASI N., ZIMMERMANN P., ZIMMERMANN V. (1968), *Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de nord a munților Tarcu (Banatul de Est)*, D.S. Inst. geol., **LIV/1.**

ILIESCU V., MUREȘAN M. (1972), *Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali. Seria epimetamorfică de Tulghes*, D.S. Com. geol., **LVIII.**

JAGELSKA L. (1965), *Nowe dane o mikroflorez eokambra i najnizszego Kambru antyklinorium Klimontowskiego*, Kwart. Geol. **9**, *3*, Warszawa.

MORARU I. (1972), *Paleozoicul inferior din valea Lăpușnicului Mare*, D.S. Inst. geol., **XVIII/4.**

MRAZEC L. (1904), *Sur les schistes cristallins des Carpates Méridionales (versant roumain)*, C.R. IXe Congr. géol. intern. de Vienne.

NAUMOVA S.N. (1968), *Stratigrafiia nijnego paleozoia țentralnoi Evropi*, AN SSSR — Mejd. geol. Kongres, **XXIII**, Sesia probl., Moskva.

PISCHOWA N.G. (1967), *Microfossils of Lower Cambrian and Precambrian deposits in eastern Siberia*, Rev. Paleobot. Palyn., **5**, *1—4*, Amsterdam.

POKROVSKAIA A. și colab. (1966), *Palaeopalinologhia*, Trudî VSGI, *141*, Leningrad.

SCHAFARZIK FR. (1898), *Über die geologischen Verhältnisse der* SW-*lichen Umgebung von Klopotina und Malomviz.*, Jahr. d.k. ung geol. R.A. Budapest (1901).

SOROIU M., POPESCU G., GHERASI N., ARSENESCU V., ZIMMERMANN P. (1970), *K-Ar Dating by Neutron Activation of some Igneous and Metamorphic Rocks from the Southern Branch of the Romanian Carpathians*, Eclogae Geol. Helv., **63**, *1.*

STĂNOIU I. (1973), *Zona Mehedinți — Retezat o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali*, D. S. Inst. geol., **LIX.**

STRECKEISEN A. (1934), *Sur la tectonique des Carpates Méridionales*, Ann. Inst. Géol. Roum., **XVI.**

TAUGOURDEAU PH., BOCHÉ A. COMBAZ L., MACGLOIRE P., MILLEPIED P. (1967), *Microfossiles organiques du Paléozoïque. Les chitinozoares*, C.I.M.P., Paris.

TIMOFEEV B.V. (1966), *Micropaleontologhiceskovo isledovanie drevnii svit*, Jdd. Nauka, Leningrad.

TRALAU H. (1968), *Botanical investigations in the fossil flora of Eriksdal in Fyldalen, Scania*, II. The middle Jurassic microflora.

Primit în redacție la 4 aprilie 1973

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide
și
Institutul geologic

AIKINITUL DIN SKARNELE DE LA BĂIȚA BIHORULUI

DE

G. CIOFLICA, Ș. VLAD

55(05)

În urma studiului întreprins asupra mineralizațiilor de bismut și molibden din skarnele calcice de la Băița Bihorului (Munții Apuseni) am pus în evidență, prin investigații microscopice, prezența aikinitului încă din anul 1968. Aceste observații au fost confirmate în 1969 prin măsurătorile de reflectivitate și interpretările debyeogramelor efectuate pe eșantioane provenite din orizonturile superioare ale minei Molibden („Contactul Blidar", „Contactul secundar"). Studiile sistematice executate ulterior au condus, pe lîngă recunoașterea acestui mineral și în alte zone (orizonturile inferioare ale „Contactului Blidar" și ale „Contactului secundar"; stocurile de skarne magneziene cu mineralizații cuprifere), la precizări asupra repartiției în spațiu, chiar a semnificației metalogenetice. Rezultatele acestor investigații, consemnate în rapoarte geologice și comunicări științifice [1], constituie obiectul lucrării noastre.

MOD DE CONCURENȚĂ

Aikinitul de la Băița Bihorului este prezent în mineralizațiile de cupru și bismut care însoțesc skarnele magneziene (stocul Antoniu) din dolomitele carnianului, ca și în concentrațiile de bismut și molibden asociate skarnelor calcice (Contactul Blidar, Contactul secundar, Contactul Fîntînele) din calcarele noriene și liasice. În masa skarnelor, el formează agregate granulare, de culoare cenușie de plumb cu nuanță arămie, fie monominerale, (fig. 1 și 2), fie în asociație cu calcopirită, wittichenit, galenă, tetradimit, bismut nativ, uneori blendă sau scheelit și molibdenit. În mod frecvent,

[1] G. Cioflica (1972), *Studiul mineralogic al skarnelor magneziene cu mineralizații cuprifere de la Băița Bihorului*, raport geologic, Cat. min., Fac. geol.—geogr., Univ. București; G. Cioflica, Ș. Vlad (1972), *Strukturnîe tipî laramiiskih pirometasomatitov Rumînii*, com. Simp. Un. Metas, 16—20 mai, Leningrad; G. Cioflica Ș. Vlad, S. Stoici (1972), *Studiul mineralogic și structural al stocurilor cuprifere de la Băița Bihorului*, com. Ses. șt. TMR, SGR, 12—14 oct., oraș Dr. P. Groza; Ș. Vlad (1972), *Studiul mineralogic al skarnelor magneziene cu mineralizații cuprifere de la Băița Bihorului*, raport geologic, arh. I.G.

aceste agregate constituie benzi şi cuiburi, formate prin substituţia wollastonitului şi a diopsidului, sau sporadic vinişoare, îndeosebi în granaţi.

În mineralizaţiile de cupru şi bismut din skarnele magneziene ale stocului Antoniu, aikinitul şi calcopirita sînt componenţii principali; în partea superioară a stocului predomină calcopirita, pe cînd aikinitul are frecvenţa cea mai mare în partea inferioară. În schimb, participarea aikinitului la mineralizaţiile de bismut şi molibden din coloanele şi benzile de skarne calcice este mai redusă, iar distribuţia sa în spaţiu denotă un caracter neomogen.

DATE OPTICE DE DIFRACŢIE rX ŞI DE DURITATE

La microscop, aikinitul are contururi idiomorfe (fig. 3), în cazul cristalelor columnare, sau neregulate, cînd formează agregate granulare. În urma investigaţiilor s-au evidenţiat două moduri de prezentare ale acestui mineral : *aikinit I* şi *aikinit II*. Ele sînt asemănătoare structural, diferenţiindu-se însă printr-o serie de proprietăţi optice (culoare, reflectivitate, culori de anizotropie) şi oarecum prin microduritate; formarea lor are loc în momente diferite, aikinitul I fiind mai timpuriu decît aikinitul II.

Determinările calitative efectuate cu microsonda electronică au indicat prezenţa Bi, Pb şi Cu pentru ambii termeni.

Aikinitul I are o culoare albă cu o uşoară nuanţă crem, iar bireflexia ridicată (fig. 4). Din valorile reflectivităţii[2] R_1max. = 47,8% şi R_2 min. = 41,8% s-a calculat reflectivitatea medie Rm = 44,9%, folosindu-se relaţia Rm = R_1max. + R_2min./2 (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Reflectivitatea medie a aikinitului (Rm %)

Aikinit I	Aikinit II	Aikinit (după C. Schouten 1962)
44,9	40,5	46

Efectele de anizotropie sînt puternice, relevîndu-se culori de la cenuşiu-brun la verzui. Duritatea este cuprinsă între 170 şi 249 kg/mm²; valoarea medie, rezultată din 34 de determinări [3], este de 212 kg/mm² (tabelul nr. 2). Distanţele interreticulare, măsurate pe diagrama în pulbere a aikinitului I, sînt redate în tabelul nr. 3.

Tabelul nr. 2

Microduritatea aikinitului (kg/mm²)

Aikinit I		Aikinit II		Aikinit (după E. Pärnamaa, 1963)		Aikinit (după W. Uytenbogaardt, E. A. Burke, 1971)	
interval	medie	interval	medie	interval	medie	interval	medie
170—249	212	145—237	203,5	171—196	186	165—246	—

[2] Măsurătorile au fost făcute cu celula fotoelectrică în aer.

[3] Determinările s-au efectuat cu microdurimetrul Leitz aplicînd metoda Vickers.

Tabelul nr. 3

Distanțele interreticulare ale aikinitului

h k l	Aikinit I		Aikinit II		Aikinit (după E. Welin, 1966)		Aikinit (după L. G. Berry și R. M. Thompson, 1962)		
	d (Å) măsurat	I	d (Å) măsurat	I	d (Å) măsurat	I	d (Å) măsurat	d (Å) calculat	I
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
220	4,06	5	4,068	4—5	4,069	4	4,08	4,06	3
101	3,78	1			3,82	3	3,79	3,78	1/2
130	3,65	8	3,66	10	3,716	9	3,68	3,68	10
111					3,626	6	3,59	3,59	6
310	3,57	8	3,602	9—10	3,60	8		3,59	
021, 201	3,27	1			3,328	2			
121	3,155	10	3,18	6	3,194	9	3,19	3,17	8
211					3,171	9			
040					2,915	1	2,88	2,91	7
221	2,84	8—9	2,8625	3	2,87	10		2,85	
140					2,84	1			
301			2,758	1	2,764	2	2,75	2,75	1
410								2,75	
131	2,68	5—6	2,6825	3	2,713	6	2,69	2,71	2
330								2,71	
311								2,67	
240	2,58	5	2,5875	5	2,594	5	2,59	2,59	5
420	2,53	2	2,55	2	2,553	3	2,56	2,55	1/2
231	2,50	3	2,509	1—2	2,513	4	2,52	2,50	1/2
041	2,35	2			2,366	3			
141	2,30	1	2,3065	1	2,314	2			
340	2,26	3	2,2725	2	2,278	5	2,28	2,28	2
150									
510			2,2475	½—1	2,25	2			
241	2,17	1	2,171	½—1	2,183	2	2,18	2,18	1
250	2,14	2	2,151	2—3				2,16	2
421					2,157	4		2,15	
440	2,01	6	2,019	2	2,024	6	2,03	2,03	2
431	1,977	6	1,986	3	1,993	5	1,989	1,987	4
151					1,979	2		1,985	
530	1,949	5	1,9536	4	1,959	5	1,953	1,957	3
112	1,929	1	1,93	2				1,946	
202	1,884	2	1,888	1—2			1,888	1,889	2
600								1,887	
441	1,80	1—2					1,811	1,812	1/2
351	1,762	4—5	1,7585	1—2			1,771	1,779	3
132								1,759	
?	1,722	1							
042	1,642	1					1,653	1,651	1/2
170								1,648	

Tabelul nr. 3 (urmare)

h k l	Aikinit I		Aikinit II		Aikinit (după E. Welin, 1966)		Aikinit (după L. G. Berry şi R. M. Thompson, 1962)		
	d (Å) măsurat	I	d (Å) măsurat	I	d (Å) măsurat	I	d (Å) măsurat	d (Å) calculat	I
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
270	1,587	4	1,59	½—1			1,598	1,598	3
370	1,519	4	1,52	½—1			1,528	1,524	3
							1,492		1/2
	1,471	1—2					1,48		1
	1,449	1							
	1,429	1							
	1,402	4					1,41		3
	1,375	1					1,384		1
	1,351	½—1					1,358		1
	1,33	3					1,334		2
	1,301	1					1,305		1/2
	1,269						1,275		1

Aikinitul II prezintă o culoare albă cu o uşoară nuanţă de gălbui murdar, iar bireflexia ridicată. Reflectivitatea are valori sensibil mai scăzute decît ale aikinitului I; R_1max. = 43,2%, iar R_2min. = 37,7%. Din aceste valori, măsurate în condiţii similare cu ale aikinitului I, s-a calculat reflectivitatea medie Rm = 40,5% (tabelul nr. 1). Efectele de anizotropie sînt, şi în acest caz, puternice; apar culori albăstrui, verzui, violet şi brun. Cele 40 de determinări ale microdurităţii au arătat valori între 145 şi 237 kg/mm²; duritatea medie este 203,5 kg/mm² (tabelul nr. 2).

Ca şi la aikinitul I, microduritatea aikinitului II indică valori medii puţin mai ridicate în comparaţie cu acelea obţinute de E. Pärnamaa (1963) pentru aikinitul de la Berezovsk. În schimb, limitele de variaţie ale microdurităţii aikinitului de la Băiţa Bihorului sînt asemănătoare cu acelea redate (165—246 kg/mm²) de către W. Uytenbogaardt şi E. A. J. Burke (1971). Echivalentul acestor determinări de microduritate în scara lui Mohs ar fi D = 4. După datele din literatură, duritatea aikinitului este cuprinsă între 2 şi 2,5 (P. Ramdohr, 1960), ceea ce ar corespunde unei microdurităţi de 60—80 kg/mm². O astfel de neconcordanţă confirmă, şi din observaţiile noastre, lipsa unei corelaţii exacte între valorile din scara lui Mohs şi ale microdurităţii obţinute prin metoda Vickers (E. Pärnamaa, 1963).

Distanţele interreticulare, rezultate din interpretarea difractogramei aikinitului II, sînt redate în tabelul nr. 3. Se observă, la ambii termeni analizaţi, o asemănare evidentă a valorilor d(Å) cu acelea ale aikinitului de la Berezovsk (L. G. Berry şi R. M. Thompson, 1962) şi Gladhammar (E. Welin, 1966).

Datele optice şi roentgenografice, ca şi valorile durităţii aikinitului la Băiţa Bihorului sînt prezentate succint în tabelul nr. 4.

Tabelul nr. 4

Proprietăţi fizice ale aikinitului de la Băiţa Bihorului

	Culoare	Reflectivitate Rm%	Bireflexie	Anizotropie	Microduritate (kg/mm²)	d_{220}(Å)
Aikinit I	alb cu slabă nuanţă gălbuie	44,9%	ridicată	puternică	212	4,06
Aikinit II	alb cu nuanţă de gălbui murdar	40,5	ridicată	puternică	203,5	4,068

POZIŢIA AIKINITULUI ÎN SUCCESIUNEA DE CRISTALIZARE

Din examinarea macroscopică şi microscopică a produselor metasomatice (skarne calcice şi magneziene cu mineralizaţiile asociate) se constată că apariţia aikinitului este precedată de formarea mineralelor de skarn (wollastonit, granaţi, diopsid, forsterit, chondrodit), ca şi de bismutină, molibdenit (fig. 5) şi scheelit; ele sînt încorporate, substituite şi străbătute de aikinit. Celelalte minerale de bismut, cu care se asociază aikinitul (wittichenit — fig. 6—, tetradimit, bismut nativ), ca şi aurul nativ (fig. 7), sînt depuse ulterior. Aikinitul I şi aikinitul II, diferenţiate optic şi pe baza relaţiilor cu mineralele izogenetice, constituie două generaţii separate prin intervalul de depunere a calcopiritei, blendei şi galenei. Aikinitul I manifestă o deosebită preferinţă pentru calcopirită şi chiar scheelit, în timp ce aikinitul II însoţeşte de regulă galena (fig. 8).

AIKINITE IN THE SKARN DEPOSITS FROM BĂIŢA BIHORULUI

SUMMARY

Aikinite from Băiţa Bihorului has been identified in Cu-Bi ores connected to magnesian apodolomite skarns as well as in Mo-Bi deposits associated to calcic apolimestone skarns.

Based on optical data, VH measurements and relationships to isogenetic minerals, two aikinite varieties have beén found, aikinite I occurring earlier than aikinite II. Both aikinite minerals indicate a similar X-ray pattern. They are separated, during the sequence of deposition, by the formation of chalcopyrite, sphalerite and galena. Skarn silicates and bismuthinite, molybdenite, scheelite have been formed earlier than aikinite I, while wittichenite, tetradymite and bismuth later than aikinite II.

The polished surface of aikinite I is white with a slightly perceptible creamy tint; the bireflectance is very distinct and the anisotropy strong with polarization colours; VH = 212 kg./mm². (mean value); Rm = 44.9% d_{220} = 4.06 Å.

In the polished section aikinite II is white with a dull yellowish tint in colour; the mineral has a very distinct reflection pleochroism and a strong anisotropy with polarization colours; VH=203.5 kg./mm². (mean value); Rm = 40.5%; d_{220} = 4.068 Å.

BIBLIOGRAFIE

Berry L.G., Thompson R.M. (1962), *X-ray powder data for ore minerals: the Peacock Atlas*, Geol. Soc. Amer. Mem., *85*.

Cioflica G., Vlad Ş. (1968), *Observaţii asupra skarnelor de la Băiţa Bihorului*, St. cerc., geol., geofiz., geogr., Seria geologie., **13**, *1*.

Cioflica G., Vlad Ş., Stoici S. (1971), *Répartition de la minéralisation dans les skarns de Băiţa Bihorului*, Rev. roum. Géol. Géoph., Géogr., Sér. Géol., **15**, *1*.

Giuşcă D. (1941), *Note préliminaire sur la minéralisation des gisements de contact de Băiţa Bihorului*, Acad. Roum., Mém. Sec. Sci., **XVI**, *6*.

Paděra K. (1955), *Beitrag zur Revision der Mineralien aus der Gruppe von Wismutglanz und Aikinit*, Chem. der Erde, **18**, *1—2*.

Palache Ch., Berman H., Frondel Cl. (1946), *The system of mineralogy of J.D. Dana and E.S. Dana*, 7-th ed. **I**, Wiley and Sons, New-York.

Pärnamaa E. (1963), *On the use of Vickers microhardness (VH) in the microscopical identification of ore minerals, especially sulphides of Pb, Bi, Sb*, Lunds Un. Årskf. N.F. Avd. 2, **59**, *3*.

Ramdohr P. (1960), *Die Erzmineralien und ihre Verwaschungen*, Ak. Verlag, Berlin.

Schouten C. (1962), *Determination tables for ore microscopy*, Elsevier Pbl. Co., Amsterdam.

Uytenbogaardt W., Burke E.A.J. (1971), *Tables for microscopic identification of ore minerals*, Elsevier Pbl. Co., Amsterdam.

Welin E. (1966), *Notes on the mineralogy of Sweden. 5. Bismuth-bearing sulphosalts from Gladhammar, a revision*, Ark. för Min. och Geol., **4**, *13*.

Primit în redacţie la 29 martie 1973

Universitatea Bucureşti, Facultatea de geologie-geografie, şi Institutul geologic

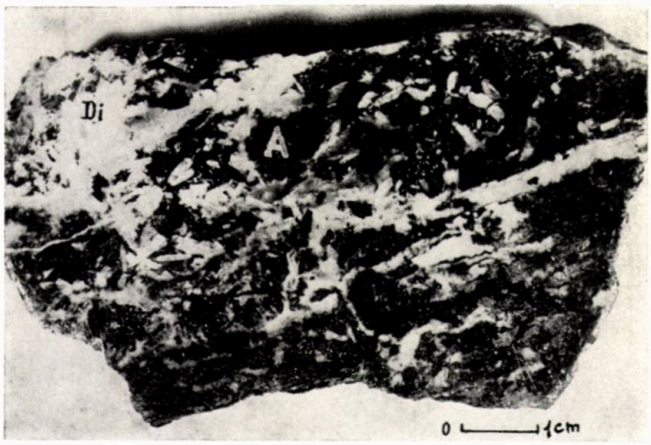


Fig. 1. — Agregat monomineral de aikinit (*A*), cu aspect masiv, substituind diopsidul (*Di*).

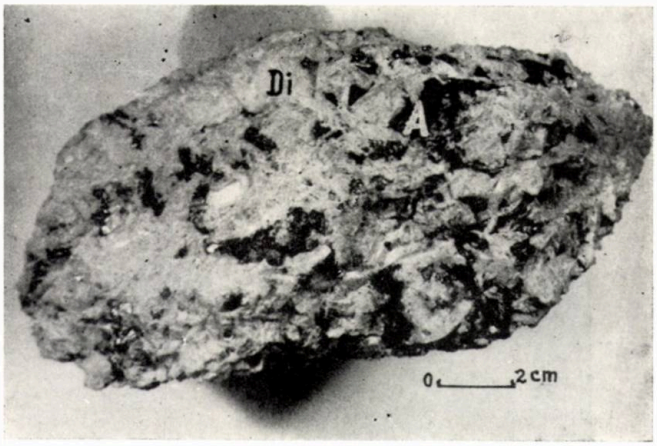


Fig. 2. — Agregat monomineral de aikinit (*A*), cu aspect de cuiburi, substituind diopsidul (*Di*).

Fig. 3. — Aikinit idiomorf (*A*) în skarn cu diopsid (*Di*). Mărire 30 ×.

Fig. 4. — Pleocroism de reflexie la aikinit. Mărire 60 ×.

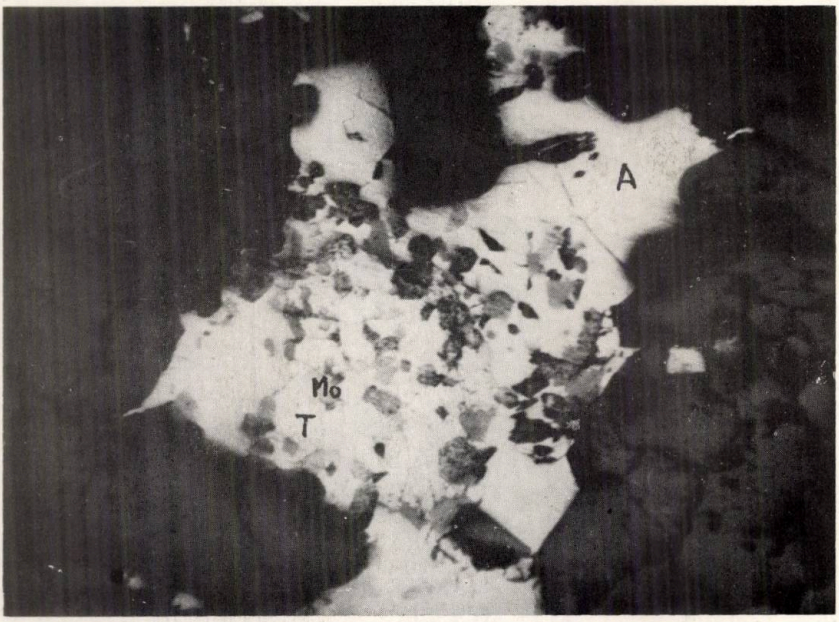


Fig. 5. — Molibdenit (*Mo*) încorporat de aikinit I (*A*), ambele substituite de tetradimit (*T*). Mărire 90 ×.

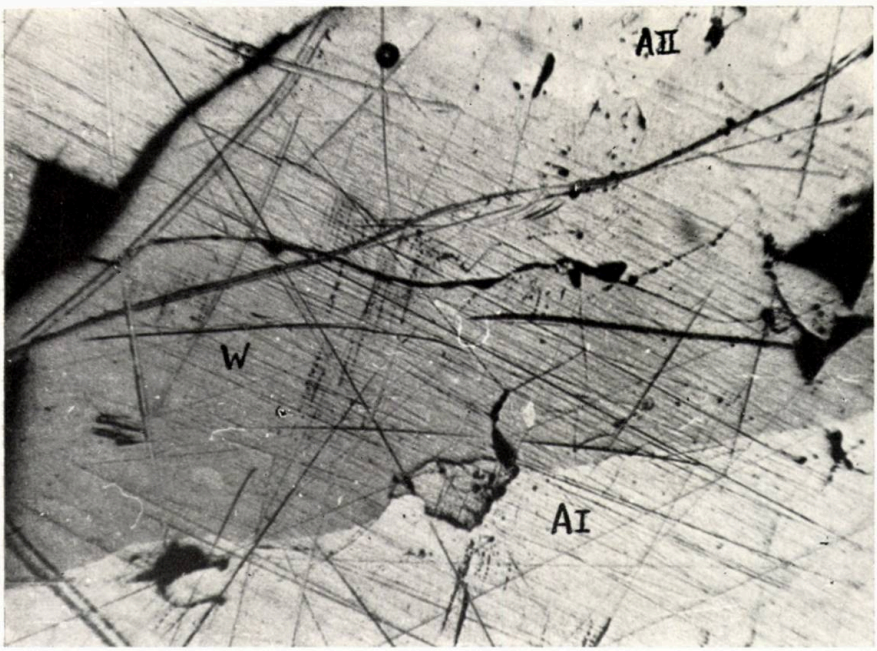


Fig. 6. — Wittichenit (*W*) substituind aikinitul I (*A I*) şi aikinitul II (*A II*). Mărire 60 ×.

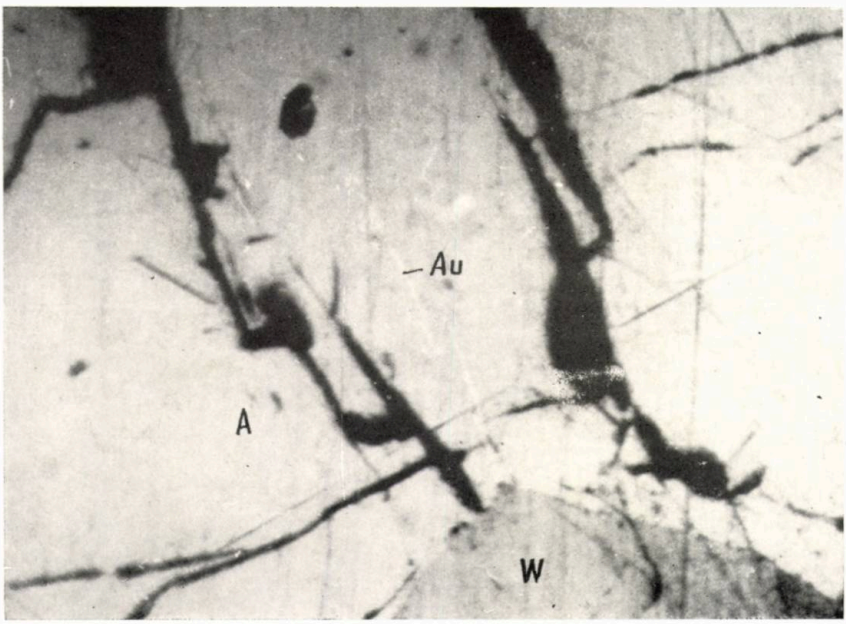


Fig. 7. — Vinişoare de aur nativ (*Au*) în aikinit I (*A*); *W*, wittichenit. Mărire 120 ×.

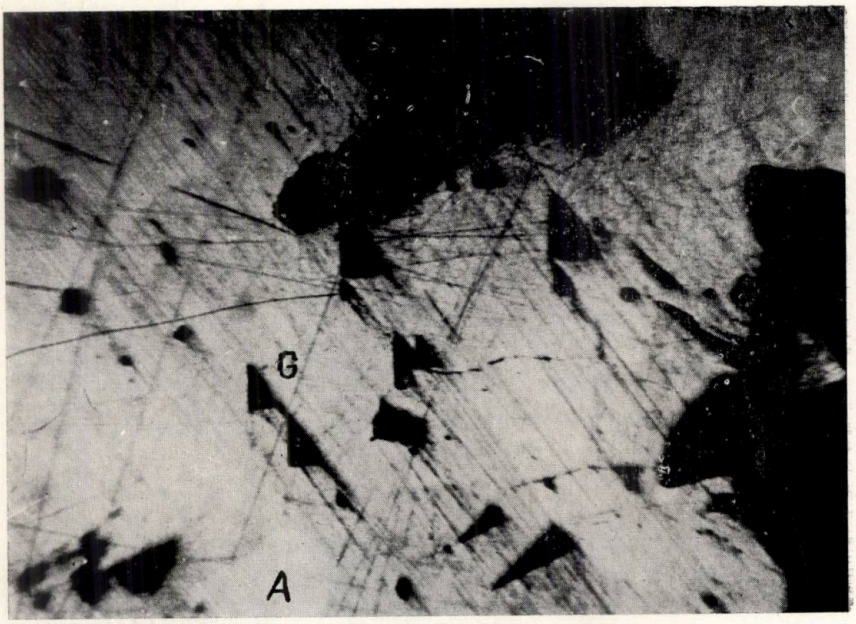


Fig. 8. — Aikinit II (*A*) substituind galena (*G*). Mărire 60 ×.

PEGMATITELE CU MOLIBDENIT DE LA VINȚA (MUNȚII APUSENI)

DE

I. MÂRZA, A. SÎNTIMBREANU, A. MOȚIU, S. PÁLFFI, LUCREȚIA MÂRZA, CECILIA CIURA

55(05)

Literatura de specialitate este săracă în date cu referire la descrierea molibdenitului din România. Studii geochimice, urmărind repartiția elementelor minore și în special a reniului în unele zăcăminte și mineralizări endogene nepegmatitice de molibdenit, au fost efectuate de N. Petrulian și colab. (1963) și N. Petrulian și Livia Steclaci (1964). Cercetînd molibdenitul de la Băița Bihor (pirometasomatic), de la mina Clementi, Deva și Sasca Montană (hidrotermal), autorii demonstrează raportul invers între temperatura de formare a molibdenitului și conținutul în reniu, acest raport putînd servi drept termometru geologic.

Cît privește molibdenul asociat genetic pegmatitelor, la noi în țară sînt citate doar cîteva ocurențe cu mineralizări în pegmatite granitice, cum este cazul pegmatitelor de la Teregova, cu sporadice cristale (1 cm^2) de molibdenit (C. Superceanu, 1957) și al cîtorva ocurențe din Munții Apuseni (pîrîul Lăii, în mina La Crișeni din sectorul Muntele Rece, la izvoarele văii Feneșelului), unde molibdenitul se prezintă pe fisuri și sub formă de cuiburi, dimensiunea cristalelor atingînd 3 — 4 mm∅ (E. Stoicovici și A. Trif, 1963).

În prezentul studiu ne ocupăm de caracterizarea petrografică a unor corpuri pegmatitice cu molibdenit, insistînd asupra particularităților mineralogice, chimice, röntgenostructurale și morfocristalografice ale molibdenitului.

Pegmatitele mineralizate sînt situate în șisturile cristaline mezometamorfice din perimetrul satului Vința, com. Lupșa, jud. Alba. Aflorimentele descrise sînt localizate pe pîrîul Piciorușului, afluent de dreapta a văii Vința.

Geologic, regiunea este constituită din formațiuni cristaline, granite, sedimente neocretacice și andezite (T. P. Ghițulescu și M. Socolescu, 1941; R. Ștefan și colab., 1966). În continuare redăm succint descrierea șisturilor cristaline, rocile-gazdă ale pegmatitelor.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 317–327, București, 1973

A. ŞISTURI CRISTALINE

Formaţiunile cristaline aparţin seriei de Baia de Arieş, fiind reprezentate prin pararoci (micaşisturi, gnaise, amfibolite, cuarţite etc.) metamorfozate în condiţiile faciesului amfibolitelor cu almandin (F. J. Turner, şi J. Verhoogen, 1967).

MICAŞISTURI CU DOUĂ MICE

Trei componenţi principali stau la baza constituţiei rocii, şi anume: biotit, muscovit şi cuarţ, conferind rocii o structură lepidogranoblastică. Microscopul pune în evidenţă dominanţa micelor faţă de cuarţ (tabelul nr. 1, proba 19); se mai observă sporadice granoblaste de ortoză, precum şi granule de apatit şi zircon, ca minerale accesorii. Lepidoblastele de mică, mai mult biotit şi mai puţin muscovit, sînt larg recristalizate şi dispuse conform şistozităţii. Biotitul este intens pleocroic şi conţine numeroase incluziuni de zircon (0,04 × 0,08 mm) cu aureole pleocroice, apatit (0,15 × 0,30 mm), cuarţ şi muscovit.

GNAISE CU ALMANDIN, DISTEN ŞI STAUROLIT

Roca are culoare cenuşie închisă, structură granolepidoblastică şi textură şistoasă. Componenţii de bază ai paragenezei mezometamorfice sînt cuarţul cu extincţie rulantă, feldspaţii (potasici şi mai puţin sodici), ale căror granoblaste se îndinţează cu cele de cuarţ, şi micele: biotit brun-roşcat în principal, asociat cu muscovit, dispuse de preferinţă în benzi alternante cu pături cuarţo-feldspatice (tabelul nr. 1, proba 3). Plagioclazul corespunde unui oligoclaz (2V = — 80°) cu 22% An.

Tabelul nr. 1

Analiza modală a unor micaşisturi şi gnaise din pîrîul Picioruţului (Vinţa)

Roca / Mineralul %	Micaşist cu două mice (proba 19)	Gnais cu almandin, disten şi staurolit (proba 3)
Cuarţ	33	50
Biotit	42	23
Muscovit	20	6
Feldspaţi	3	17
Disten	—	1
Almandin	—	1
Turmalină	—	1
Staurolit	—	0,5
Apatit, zircon, leucoxen	2	0,5

Accesoriu apar mai multe minerale tipomorfe a căror prezenţă indică o treaptă înaltă a metamorfismului regional. Se află cristaloblaste de disten

($\measuredangle$ n_p : [100] = 2° — 4°; $\measuredangle$ n_m : [010] = 32°; 2 V = — 81°) cu incluziuni de cuarț (pl. I, fig. 1), biotit ($\measuredangle$ n_p : [010] = 8°; 2 V = + 18°), almandin, staurolit, precum și unele minerale întîmplătoare, cum sînt: apatitul (2 V = — 12°), turmalina (cu incluziuni lichide și de minereu), leucoxenul (0,15 x 0,45 mm), zirconul (0,075 mm ∅), de regulă inclus în biotit și grafit sub formă de pulbere mai ales în biotit.

PARAAMFIBOLITE

Se află sub formă de intercalații în masa rocilor menționate. La microscop se remarcă o structură nematoblastică și textură orientată, componenții de bază fiind hornblenda verde, plagioclazii, cuarțul; subordonat apare biotit și minerale accesorii (titanit, leucoxen și apatit).

B. PEGMATITE

În cuprinsul șisturilor cristaline descrise se întîlnesc filoane pegmatitice, care, după natura feldspaților dominanți, sînt pegmatite plagioclazice și pegmatite cuarțoase ortoclazice, de ultimele legîndu-se genetic mineralizarea molibdeniferă.

PEGMATITE PLAGIOCLAZICE

Pe baza mineralelor principale și accesorii s-au definit trei tipuri de pegmatite plagioclazice: pegmatite muscovitice, pegmatite cu turmalină și pegmatite cu muscovit și spessartin.

Pegmatite plagioclazice cu muscovit. Sînt roci cu structură pegmatitică și textură masivă, bogate în muscovit; dimensiunea cristalelor mai dezvoltate este de 1 — 2 cm grosime, avînd 2 — 4 cm ∅. Cercetarea rocii la microscop surprinde două aspecte structurale cu dezvoltare locală, realizate de aceiași componenți principali: feldspați, cuarț, muscovit; pe de o parte, o generație faneritică, iar pe de altă parte un agregat microcristalin, amintind micropegmatitele. Plagioclazii (oligoclaz bazic și acid, tabelul nr. 2, proba 5) arată o maclare fină (pl. I, fig. 2), suprafața proaspătă și bogate incluziuni de cuarț cu extincție ușor rulantă. Ca minerale accesorii se remarcă rar allanit în cristale idiomorfe, uneori parțial izotropizate.

Pegmatite plagioclazice cu muscovit și spessartin. Se caracterizează printr-o textură șistoasă; cuarțul prezintă extincție rulantă accentuată, iar muscovitul este ondulat și suportă o „mobilizare" tectonică, avînd ca rezultat îngrămădirea în anumite zone. Cristalele de plagioclazi sînt și în acest caz fin maclate (pl. I, fig. 3) și parțial caolinizate. Ca minerale accesorii se observă cristale idiomorfe de spessartin adesea fracturate, incluse în feldspați și muscovit. În tabelul nr. 2 (proba 6) este redată analiza planimetrică.

Tabelul nr. 2

Analiza modală a pegmatitelor

Roca / Mineralul %	Pegmatit				Feldspat din pegmatit ortoclazic (proba 14)	Cuarţ pegmatitic	
	plagioclazic cu muscovit (proba 5)	plagioclazic cu spessartin (proba 6)	plagioclazic cu turmalină (proba 4)	ortoclazic (proba 1)		(proba 2)	(proba 21)
Cuarţ	45	35	50	22	1,5	99,5	98
Plagioclaz	38	38	32				
Ortoză	6,7	10	15,5	54	48		2
Microclin				19	50		
Muscovit	10	15	1	5	0,5	0,5	
Turmalină			1				
Allanit	0,3						
Spessartin		2	0,5				

Pegmatite plagioclazice cu turmalină. Nota caracteristică este dată de prezenţa schörlului, cel mai comun mineral accesoriu (pl. I, fig. 4).

Componenţii de bază remarcaţi în secţiuni subţiri sînt feldspaţii plagioclazi, cuarţul, ortoza, subordonat apărînd muscovit, turmalină, incidental granaţi (tabelul nr. 2, proba 4). Turmalina se asociază de preferinţă cu cuarţ, sugerînd astfel o depunere tardivă. Incidental apar granaţi (0,20 mm ∅).

În ansamblu, aceste pegmatite conţin două generaţii de plagioclazi, şi anume : a n d e z i n (25 — 35% An) maclat după legea Albit-Karlsbad şi a l b i t m e t a s o m a t i c (0 — 12 % An) nemaclat, cu efecte corozive asupra andezinului ; deci, se pune în evidenţă o metasomatoză sodică. Se observă şi plagioclazi parţial albitizaţi — cu componenta anortitică variabilă între 9 şi 16% —, la care se păstrează maclarea, dar prezintă o „ nebulozitate" ca urmare a metasomatozei sodice parţiale. Plagioclazii paleosomatici conţin numeroase incluziuni de apatit microlitic.

PEGMATITE ORTOCLAZICE

Pegmatit cuarţos ortoclazic cu molibdenit. Roca are o parageneză extrem de simplă, componenţii principali fiind cuarţul, feldspaţii potasici şi muscovitul, reuniţi într-o structură pegmatitică. Cuarţul este componentul dominant (circa 90%) faţă de care restul mineralelor apar cu totul subordonat : feldspaţii circa 8%, muscovit circa 1 %, minerale accesorii circa 1 % (tabelul nr. 2, probele 2, 21). Local predomină feldspatul potasic (tabelul nr. 2, probele 1, 14).

În secțiuni subțiri se remarcă o masă megagranulară de cuarț (2,5 × 4 mm), granulele avînd marginile lobate sau larg zimțate, permițînd îndințarea reciprocă, și conțin sporadic lamele de sericit (0,015 × 0,15 mm). Roca a fost supusă solicitărilor tectonice care au afectat regiunea, materializate în cazul cuarțului prin numeroase plane Böhm (drepte și ondulate) ce străbat granulele de cuarț în diferite sensuri, prin milonitizarea cuarțului, precum și prin extincția rulantă a granulelor; planele Böhm sînt frecvente după $(2\bar{1}\bar{1}1)$, respectiv $(10\bar{1}1)$ și mai puțin frecvente după $(12\bar{3}2)$ și (0001). Granulele de cuarț prezintă deplasări fine după fețele de pinacoid (0001) și mai grosiere după romboedru $(10\bar{1}\bar{1})$; mai rar se remarcă deformări după fața de bipiramidă $(\bar{1}2\bar{1}1)$.

Feldspații potasici sînt prinși în cuarț atît sub forma unor agregate de cristale larg dezvoltate (2 × 4 cm) cu apariție sporadică, cît și sub formă de granule microscopice dispuse intergranular. Studiul optic al feldspaților potasici la măsuța Fedorov a condus la obținerea constantelor caracteristice pentru microclin, ortoză și ortoză triclinizată. În cazul ambelor ortoze se observă un fenomen de microclinizare care are loc preferențial la marginea cristalelor și insular în masa acestora (pl. II, fig. 5). Microclinul provenit pe seama ortozei triclinizate are valorile constantelor optice corespunzătoare microclinului propriu-zis, spre deosebire de care microclinul rezultat pe seama ortozei propriu-zise (monocline) nu realizează simetria triclină proprie microclinului, ci mai curînd o simetrie apropiată ortozei tricline. Aceasta rezultă din valorile mai mici ale $\sphericalangle$ (010) : n_g, care variază de la 18° (caracteristic microclinului) la 9°, precum și din valoarea unghiului 2 V, care variază de la −83° (caracteristic microclinului) la −66°. Reprezentarea grafică a elementelor optice la seria ortoză-microclin a permis conturarea unor cîmpuri de compoziție caracteristice (fig. 1). Alături de feldspații potasici se observă foarte rar albit (2 V = + 70°).

Roca conține sporadic cristale idiomorfe de apatit (0,5 × 2 cm) incluse în masa cuarțului. În secțiuni subțiri, apatitul (2 V = − 27° la marginea cristalului și − 14° în zona centrală) prezintă fisuri umplute cu cuarț.

MOLIBDENITUL

În aceste pegmatite am pus în evidență prezența molibdenitului sub formă de cristale idiomorfe incluse în cuarț (pl. II, fig. 6); molibdenitul mai apare și în șisturile cristaline din apropierea filoanelor pegmatitice, ca aureolă primară de mineralizare.

Cristalografic, molibdenitul se prezintă cu habitus tabular hexagonal, avînd dimensiuni între 0,1 mm și 3 cm ∅.

La microscop, molibdenitul prezintă un relief scăzut, culoare alb-cenușie cu putere de reflexie diferită în cele două direcții cristalografice, și anume o intensitate maximă (alb-cenușiu strălucitor) pe fața de pinacoid (0001) și o intensitate minimă (alb-cenușie) în secțiuni transversale. Se observă totodată un pleocroism de reflexie slab (pl. II, fig. 7), efecte de anizotropie accentuate, clivaj și macle polisintetice. În secțiuni perpen-

diculare pe faţa de pinacoid apar trepte de dislocaţie caracteristice (pl. III, fig. 8). Monocristalele de molibdenit sînt străbătute uneori de vinişoare de cuarţ.

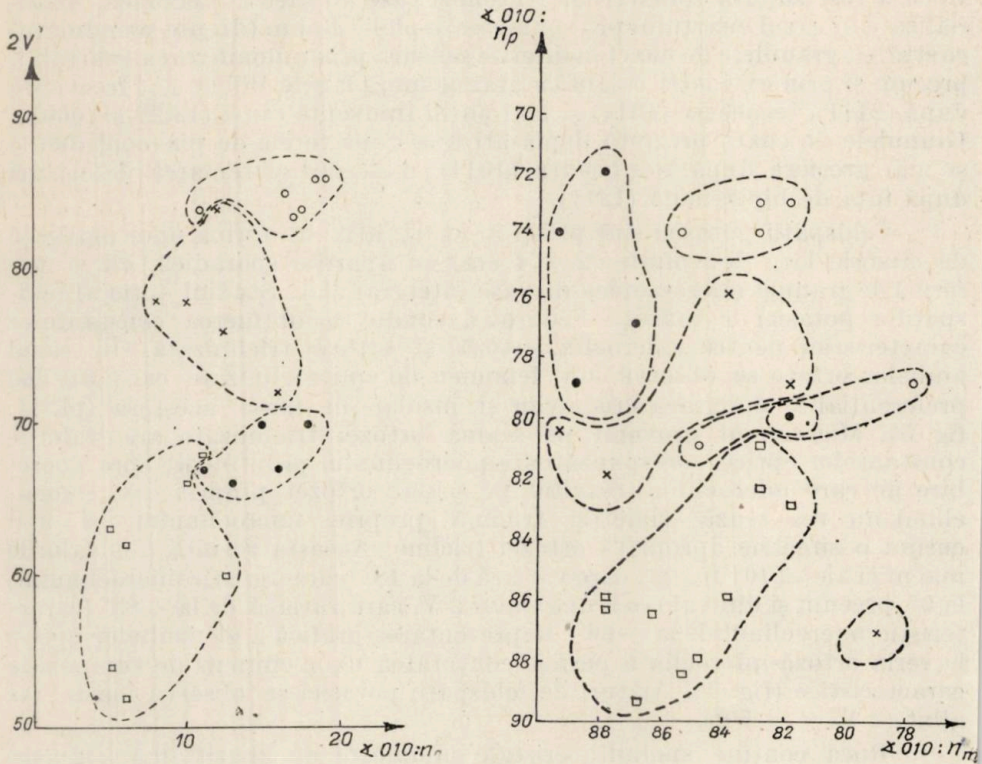


Fig. 1. —Reprezentarea grafică a relaţiei dintre elementele optice n_g, n_m, n_p, 2V şi faţa (010), în seria ortoză-microclin, la pegmatitul potasic.

○ —microclin format pe seama ortozei tricline,
● —microclin format pe seama ortozei monocline,
× —ortoză triclină microclinizată,
□ —ortoză monoclină microclinizată.

Pe alocuri, gradul avansat de tectonizare a rocii este marcat de milonitizarea mineralelor (cuarţ, ortoză, microclin), ale căror fragmente au fost parţial rulate tectonic. Prezenţa incidentală a molibdenitului pe fisuri se datorează laminării şi mobilizării mecanice a mineralului, dealtfel extrem de maleabil (pl. III, fig. 9).

DATE MORFOCRISTALOGRAFICE ŞI RÖNTGENSTRUCTURALE

Idiomorfismul cristalelor de molibdenit (monocristale tabulare-hexagonale) a permis efectuarea unui studiu morfocristalografic. Cristalele sînt dezvoltate după faţa (0001). Detaliind cercetarea cristalografică prin studiu

goniometric (tabelul nr. 3), s-a pus în evidență fața de prismă ($10\bar{1}0$) — cu cea mai scăzută dominanță (1 %) — și prezența următoarelor fețe de bipiramidă: t, o și q dispuse alternant (fig. 2 și 3).

Tabelul nr. 3

Determinări morfocristalografice la monocristale de molibdenit

Fețe		Coordonatele fețelor		Dominanța formelor	
simbol	indici	φ	ρ	cristalul 1	cristalul 2
c	(0001)	0	0	68 %	80 %
m	($10\bar{1}0$)	60°	90°	1 %	1 %
t	($10\bar{1}3$)	60°	56°20′	22 %	2,4 %
o	($10\bar{1}2$)	60°	66°08′	9 %	11,5 %
q	($30\bar{3}2$)	60°	81°40′	—	5,1 %

În funcție de dominanța uneia sau alteia dintre fețele de bipiramidă se realizează un habit particular.

Studiul röntgenografic s-a efectuat cu o instalație T.U.R. 60, folosindu-se anticatodă de Co și filtru de Fe, la un regim de 50 kV și 10 m A. Aplicînd metoda pulberii (Debye — Scherrer), s-au calculat valorile d/n, care caracterizează molibdenitul (tabelul nr. 4).

CONSIDERAȚII GEOCHIMICE

Analiza spectrală a molibdenitului pune în evidență o serie de elemente minore, ca : As, Bi, Pb, Fe etc. (tabelul nr. 5). Luînd în considerare raza ionică a Mo^{4+}(0,68Å), constatăm că elementele minore conținute de molibdenitul analizat prezintă raze ionice apropiate de aceea a Mo^{4+}(As^{3+} =

Tabelul nr. 4

Valorile d/n în Å la molibdenit și melnicovit-pirit

Molibdenit				Melnicovit-pirită	
cristal 1		cristal 2			
d/n	I	d/n	I	d/n	I
6,2133	9	6,2023	9	3,1541	5
5,2128	2	2,7487	2	2,7349	8
3,3765	3	2,5098	3	2,4618	7
3,0742	3	2,2679	9	2,2208	7
2,7363	2	2,0505	10	1,9306	6
2,4909	2	1,8274	10	1,6399	10
2,2659	9	1,6391	5	1,5788	5
2,0532	9	1,5798	4	1,5078	6
1,8263	9	1,5405	10	1,4544	8
1,6386	4	1,4798	5	1,4102	2
1,5796	3	1,3699	2	1,3626	2
1,5402	10	1,3410	8	1,3203	2
1,4805	4	1,2990	4	1,2816	2
1,3702	2	2,2818	1	1,2535	5
1,3429	8	1,2520	4		
1,2999	4				

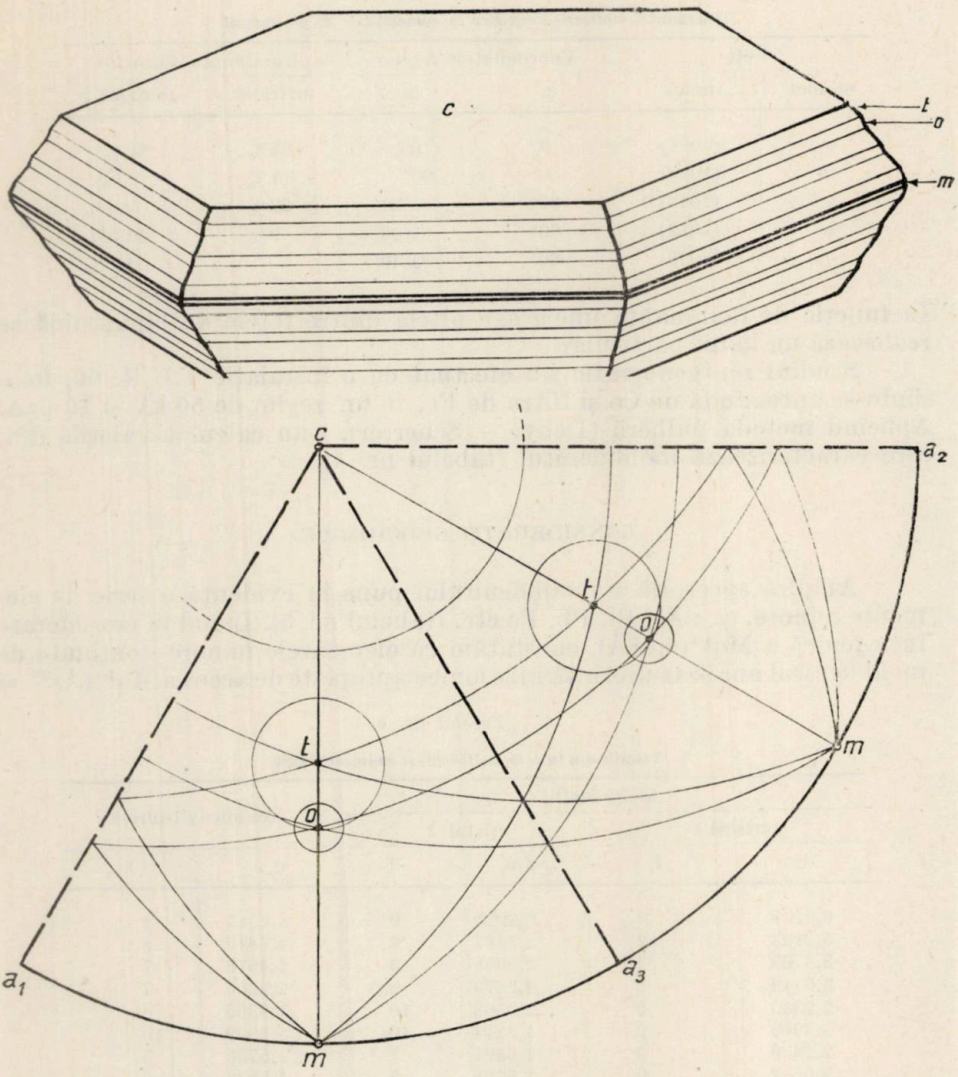


Fig. 2. — Habitul cristalului 1 de molibdenit. Reprezentarea stereografică și figurarea prin cercuri proporționale a dominanței fețelor.

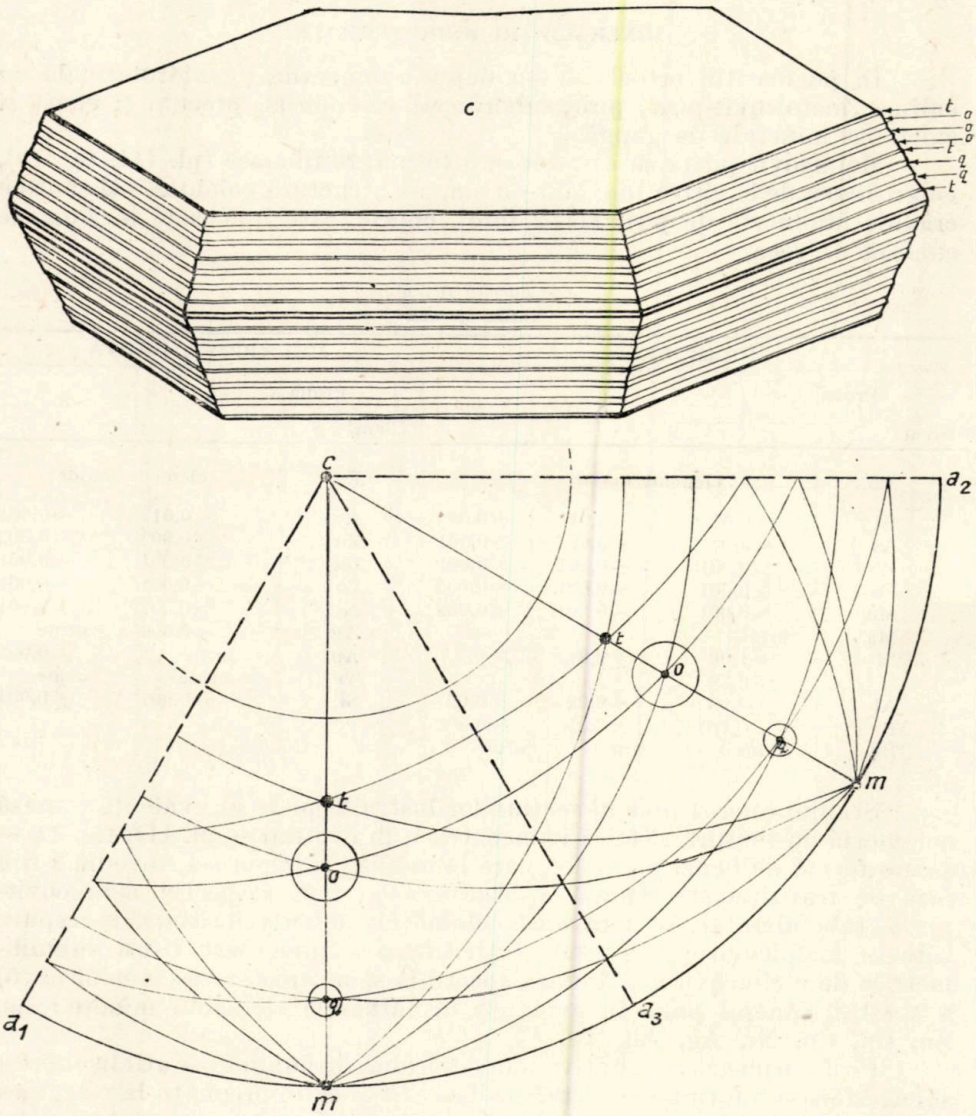


Fig. 3. — Habitul cristalului 2 de molibdenit. Reprezentarea stereografică și figurarea prin cercuri proporționale a dominanței fețelor.

$=0{,}69$ Å; $Fe^{3+}=0{,}67$ Å; $Mn^{3+}=0{,}70$ Å), ceea ce a permis introducerea acestora în reţeaua molibdenitului. Prezenţa B^{3+} (0,20 Å) şi a urmelor de Be^{2+} (0,34 Å) constituie un indiciu asupra geofazei de mineralogeneză, trădînd condiţiile pegmatit-pneumatolitice în care a luat naştere molibdenitul.

MINERALIZĂRI HIDROTERMALE

În pegmatitul ortoclazic s-a depus o mineralizaţie hidrotermală de sulfuri (melnicovit-pirit, pirit, subordonat calcopirit), precum şi cuarţ şi calcit ca minerale de gangă.

Melnicovit-pirita se dispune sub formă de filonaşe (pl. III. fig. 10), cu grosimea de la cîţiva mm la 3—5 cm, are structură colomorfă şi conţine cristale idiomorfe de pirit (1—2 mm), concentrate îndeosebi în zona de contact cu roca.

Tabelul nr. 5

Analize spectrale

MOLIBDENIT				MELNICOVIT-PIRITA		
Proba / Elem.	4	5	6	Proba / Elem.	7	8
Mo	element major			Fe	element major	
Bi	$>0{,}01$	$\sim 0{,}01$	$\sim 0{,}01$	As	$<0{,}01$	$\sim 0{,}001$
As	$\sim 0{,}01$	$<0{,}01$	$>0{,}001$	Zn	$\gtrsim 0{,}003$	$\sim 0{,}003$
Pb	$>0{,}001$	$\sim 0{,}001$	$>0{,}001$	Cu	$\lesssim 0{,}001$	$<0{,}001$
Fe	$\gtrsim 0{,}001$	$\sim 0{,}001$	$\sim 0{,}005$	Co	$\sim 0{,}001$	$\sim 0{,}001$
Mn	$\sim 0{,}001$	$\sim 0{,}001$	$<0{,}002$	Ni	$\gtrsim 0{,}001$	$\sim 0{,}001$
Mg	urme	—	—	Ag	$\sim 0{,}001$	urme
Si	$<1{,}00$ $>0{,}30$	$\gtrsim 0{,}8$	$>0{,}7$	Au	urme	$<0{,}001$
				Te	urme	urme
Al	$\gtrsim 0{,}03$	$\sim 0{,}02$	$>0{,}02$	Si	$>0{,}001$	$\lesssim 0{,}004$
B	$\gtrsim 0{,}001$	$<0{,}01$	$>0{,}001$			
Be	urme	urme	urme			

Studiul microscopic al secţiunilor lustruite pune în evidenţă o masă colomorfă cu textură ritmică (concentrică, în evantai — pl. III, fig. 11 — şi sub formă de benzi paralele), care la analiza röntgen s-a dovedit a fi o fază de tranziţie structurală a bisulfurii de fier, respectiv melnicovit-pirită (tabelul nr. 4). Această masă colomorfă, cu textură ritmică corespunzătoare melnicovitului I, este străbătută de numeroase fisuri submilimetrice de melnicovit II. Analiza spectrală semicantitativă (tabelul nr. 5) a acestui mineral pune în evidenţă următoarele elemente minore: As, Zn, Cu, Co, Ni, Ag, Au, Te.

Pirita urmează cantitativ melnicovitului, dispunîndu-se atît în cuprinsul acesteia sub formă de cristale izolate, cît şi ca impregnaţii la marginea fisurilor mineralizate, prezentînd habitus idiomorf şi alotriomorf. Subordonat apar plaje de calcopirită la periferia fisurilor mineralizate, de regulă împreună cu pirita, ca minerale de primă cristalizare din soluţii, şi sub formă de impregnaţii sporadice în cuarţ.

Succesiunea depunerii mineralizării hidrotermale (epitermale) este: calcopirită, pirită, melnicovit-pirită şi minerale de gangă (cuarţ, calcit).

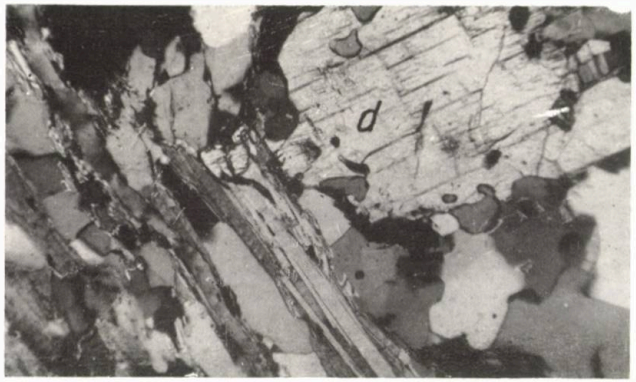


Fig. 1. — Gnais cu disten (d) N + ; 60 ×.

Fig. 2. — Pegmatit plagioclazic cu muscovit (m). N + ; 15 ×.

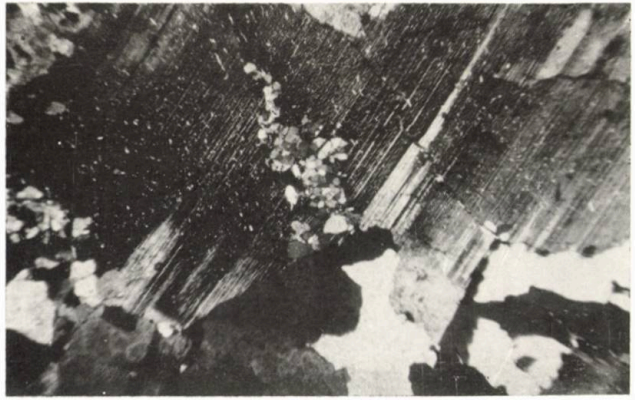


Fig. 3. — Pegmatit plagioclazic. N + ; 15 ×.

Fig. 4. — Pegmatit plagioclazic cu turmalină (t). N+ ; 15 ×.

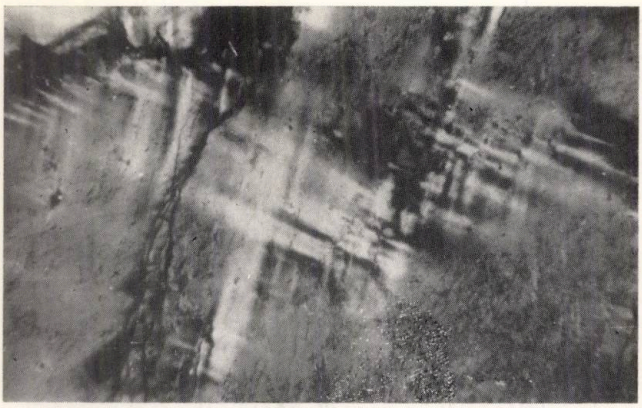


Fig. 5. — Ortoză microclinizată. N+ ; 60 ×.

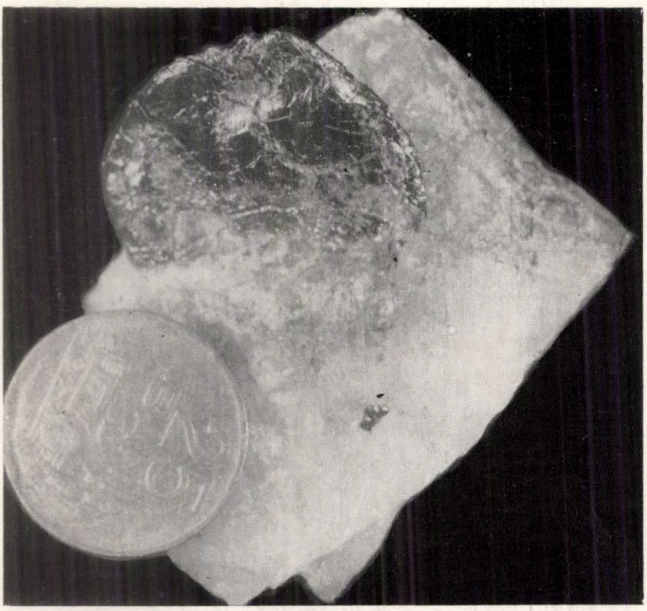


Fig. 6. — Cristal de molibdenit în cuarț. Pîriul Picioruțului (Vința).

Fig. 7. — Molibdenit (cenușiu deschis) ; se remarcă pleocroismul prin intensitatea diferită a culorii. N— ; 35 ×.

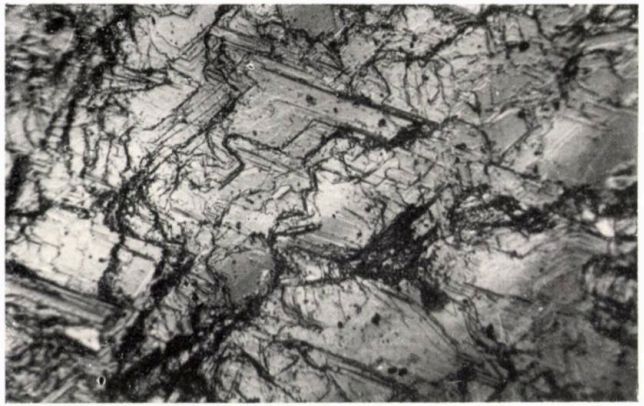


Fig. 8. — Molibdenit cu trepte de dislocație în direcția (1010), observate pe fața de pinacoid (0001). N— ; 50 ×.

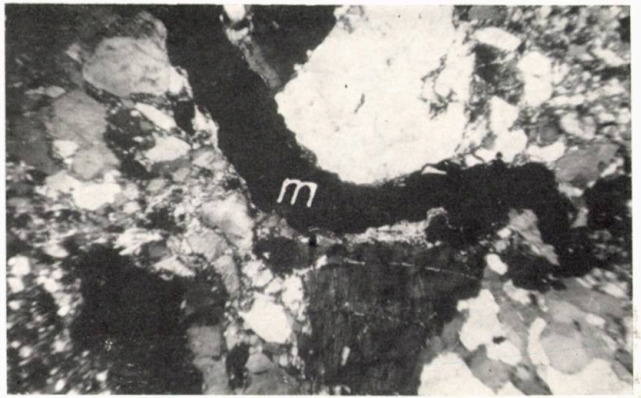


Fig. 9. — Molibdenit laminat (m) pe plane de milonitizare. N+ ; 15 ×.

Fig. 10. — Pirita (*p*) și depunere filoniană de melnicovit-piritei (*m*—*p*); în zona centrală a filonașului se observă relicte de cuarț (negru) nedigerat.

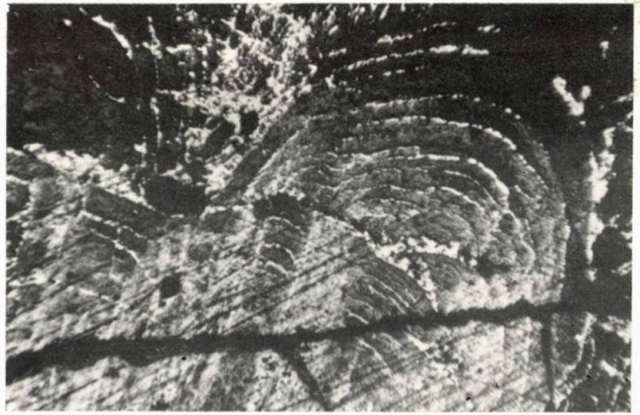


Fig. 11. —Melnicovit-pirită cu textură ritmică. N— ; 35×.

CONCLUZII

Cercetările de teren și laborator sînt în măsură să ne conducă la schițarea cîtorva concluzii generale cu importanță teoretică și practică.

Extremitatea meridională a insulei cristaline Baia de Arieș conține filoane de pegmatite granitice sodice și potasice. Petrografic, ultimele sînt pegmatite cuarțoase ortoclazice (ortoză-microclin) purtătoare de molibdenit. Molibdenitul este conținut în masa cuarțului sub formă de cristale idiomorfe. Fenomenul de mineralizare molibdeniferă a afectat deopotrivă șisturile cristaline limitrofe filoanelor pegmatitice, punînd astfel în evidență o aureolă de mineralizare pneumatolitică. Parageneza mineralogică a rocii caracterizează geofaza pegmatit-pneumatolitică în care a luat naștere molibdenitul, în timp ce sulfurile depuse pe fisurile pegmatitului, cu succesiunea : calcopirită, pirită, pirită-melnicovit, reprezintă o fază epitermală ulterioară.

THE STUDY OF PEGMATITES WITH MOLYBDENITE FROM VINȚA, WESTERN CARPATHIANS (ROMANIA)

SUMMARY

The present paper deals with the study of the molybdenite bearing quartz-orthoclase pegmatites situated in the mesometamorphic zone of Baia de Arieș. The molybdenite was described by means of mineralogical, spectral and X-ray diffraction analysis. The authors consider that the molybdenite, found as big crystals ($\varnothing = 2-3$ cm) in quartz, belongs to the pneumatolitic pegmatitic phase.

A late epithermal mineralization of melnicovite-pyrite and chalcopyrite was observed as well.

BIBLIOGRAFIE

Ghițulescu P.T., Socolescu M. (1941), *Étude géologique et minière des Monts Métallifères*, An. Inst. geol. Rom., **XXI**, 185–284.

Petrulian N., Steclaci Livia, Ionescu M. (1963), *Prezența reniului în mineralizațiile de molibden din R.S.R.*, St. cerc. geol., **VIII**/4, 499 — 505.

Petrulian N., Steclaci Livia (1964), *Sur la présence du rhénium dans les molybdénites de Roumanie et son importance comme thermomètre géologique*, Rev. Roum. Geol., Géophys., Géogr., Serie de Géologie, **8**, *1–2*, 83 — 87.

Stoicovici E., A. Trif, (1963), *Pegmatitul din Munții Apuseni*, Rev. min., **XIV**, *12*.

Superceanu C. (1957), *Minerale rare în pegmatitele granitice din Banat (I)*, Rev. min., *3*.

Ștefan R., Ștefan A., Urcan T. (1966) *Considerații asupra cristalinului din Pintenul de Baia de Arieș*, D.S. Com. geol., **LIII**/3 (1965–1966).

Turner J.F., Verhoogen J. (1967), *Petrologie magmatică și metamorfică*, Edit. tehnică, București.

Primit în redacție la 5 martie 1973

Universitatea „Babeș-Bolyai"
Catedra de geologie, Cluj

PREZENȚA PARAMORFOZELOR DE RUTIL DUPĂ BROOKIT ÎN CRISTALINUL SERIEI DE TULGHEȘ (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

ION BALINTONI, VASILE CHIȚIMUȘ

55 (05)

Investigarea paragenezelor rocilor seriei de Tulgheș a prilejuit descoperirea paramorfozelor de rutil după brookit, asociate constant cu turmalină și zircon, în șisturi muscovit cloritoase și muscovit grafitoase. Răspîndirea ocurențelor cunoscute momentan – bazinul văii Borca, Broșteni, Puzdra, Pîrîul Cîinelui, Crucea, Colbu, împrejurimile Pojorîtei (pîrîul Chilia, valea Putnei), Fundu Moldovei, Cîrlibaba, Izvoru Ursului – conferă paramorfozelor de rutil după brookit calitatea de element distinctiv pentru seria de Tulgheș.

ASPECT MACROSCOPIC

Cînd este vizibilă cu ochii liberi, paramorfoza se înfățișează ca cristale perfect individualizate, lamelare, cu contur rotunjit ușor alungit sau, mai rar, pseudohexagonal (pl.I, fig. 1). Porțiunea marginală se subțiază uneori în formă de pană, alteori e franjurată. Dimensiunile maxime observate au fost 6/0,25 mm, dar de regulă sînt sub 1 — 2 mm și grosimile sub 0,1 mm. Frecvent, paramorfozele sînt îndoite (pl. II, fig. 1), sau fisurate paralel, fragmentele fiind îndepărtate puțin unele de altele. Culoarea lor este cenușie la cenușiu-gălbuie, luciul semimetalic, urma albă, alb-gălbuie, duritatea mult mai mare decît a micelor și cloritelor din asociație și sînt casante. În roca spartă se observă cu dificultate, devenind ușor perceptibile prin umezire. În șlifuri perpendiculare pe șistozitate se evidențiază ca baghete subțiri, aproape aciculare, albicioase pe fondul întunecat al rocii, marcînd una din șistozități. Abundența este sub 1%, concentrarea crescînd în fișiile mai bogate în minerale foioase și scăzînd pînă la dispariție în cele cuarțoase. Ca habitus, paramorfoza corespunde

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 329–334, București, 1973

brookitului, anatasul fiind obișnuit bipiramidal și mai rar gros tabular (de fapt o bipiramidă foarte turtită după axul c) și cu contur pătratic (P a l a c h e și colab., 1963).

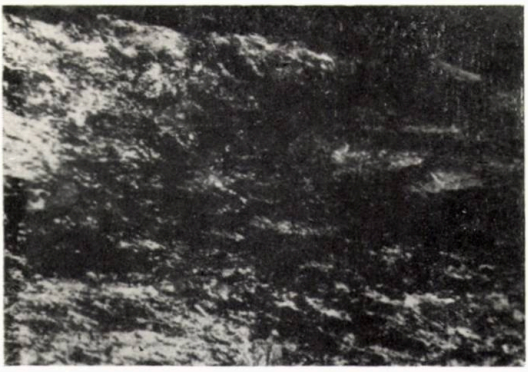
ASPECT MICROSCOPIC

În secțiuni subțiri de grosime normală, paramorfoza arată de asemenea ca un singur cristal, opac, slab translucid la iluminare puternică, de culoare brun-neagră (pl. I, fig. 2; pl. II, fig. 2). Nu se pot determina constante optice. În secțiuni lustruite, culoarea este alb-gri, capacitatea de reflexie net mai ridicată ca a mineralelor transparente (pl. I, fig. 4), iar între nicolii încrucișați dă reflexe interne intense în nuanțe de galben. Neomogenitatea interioară lasă impresia de alterare.

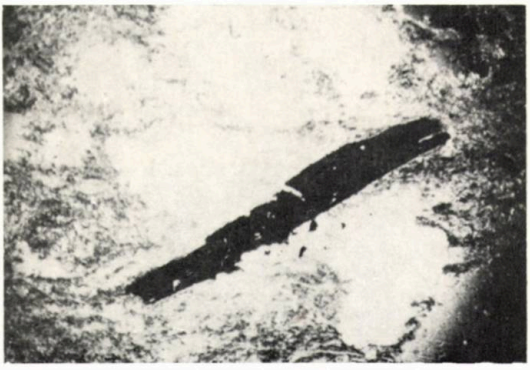
Structura paramorfozelor a fost pusă în evidență prin confecționarea de secțiuni mai subțiri decît cele folosite în practica curentă. Fiecare cristal de brookit este înlocuit printr-un agregat alcătuit din nenumărate prisme de rutil întrețesute regulat în strate suprapuse, paralele cu fața (100) (pl.I, fig. 3) a brookitului. În aceste plane, prismele de rutil sînt orientate după legea sagenitului, formînd o rețea cu ochiurile triunghiuri echilaterale sau romburi, în funcție de dispunerea lor după două sau toate trei direcțiile posibile (pl. II, fig. 4). Marginal, agregatele diferă de porțiunile interioare, cristalele de rutil fiind mai mărunte, mai limpezi, cu altă nuanță și culori de interferență mai vii, orientate neregulat, iar spațiile dintre ele îmbîcsite cu oxizi de fier ce reduc transparența (pl. I, fig. 5); cristalele centrale mari au terminații flue spre zona marginală (pl. II, fig. 3). Aceste observații conduc la concluzia că, cristalele centrale mai mari au recristalizat, eliberînd concomitent o parte din fierul conținut. Prismele din zona centrală merg uneori pe toată lățimea paramorfozei, au o nuanță brun-gălbuie, culorile de interferență mascate de culoarea mineralului și transparența slabă. Pe aceste cristale sînt vizibile clivajul vertical (110) și separațiile după (011) (pl. II, fig. 3; pl. II, fig. 4). În fisuri și rupturi pătrund componenți ai paragenezei, inclusiv sulfuri (pl. II, fig. 3). De asemenea este marcată tendința de leucoxenizare, contribuind la opacizarea agregatelor, în corelație cu prezența marginală a oxizilor de fier, transparența scăzută a cristalelor și difuzia dată de împîslirea lor.

PLANȘA I

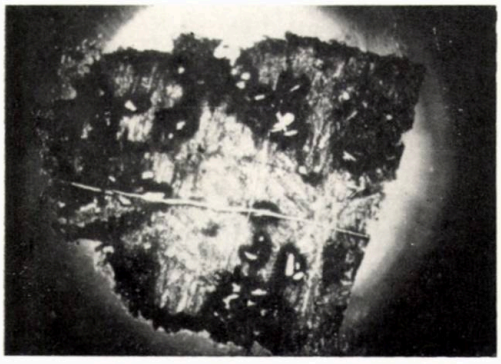
Fig. 1. — Aspect al paramorfozei brookit → rutil pe suprafața de șistozitate S_1. Mărime naturală.
Fig. 2. — Paramorfoză în secțiune transversală în lumină transmisă. N II, × 24.
Fig. 3. — Secțiune paralelă cu fața (100) a brookitului. Se remarcă zona marginală și din jurul mineralelor pătrunse în paramorfoză avînd culoare neagră din cauza pulberei de oxizi de fier eliberați pe adîncimea de recristalizare. N II, × 140.
Fig. 4. — Aspectul paramorfozei în secțiune șlefuită. N II, × 63.
Fig. 5. — Zona marginală cu rutil recristalizat în perioada generării șistozității de forfecare S_2. Se remarcă dispunerea neorientată a rutilului din generația a doua. N II, × 200.



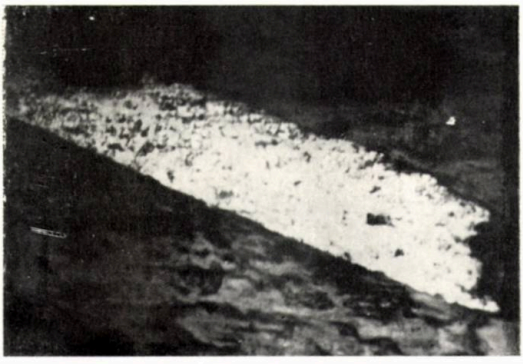
1



2



3



4

5

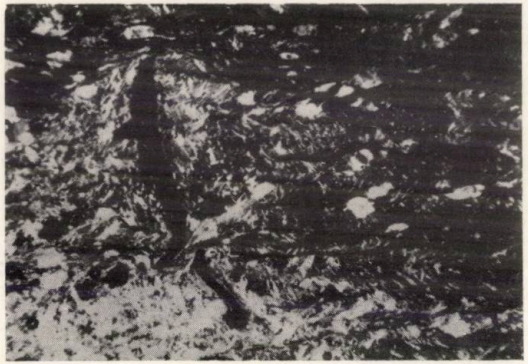


Fig. 1. — Secțiune în care se observă foarte clar dispunerea paramorfozelor în S_1 și afectarea lor de către S_2. Capetele celor doi invidizi sînt îndoite după regula faliilor. S_1 este șters aproape complet de S_2. N +, × 24.

Fig. 2. — Cristale de albit cu structură internă rotațională (S intern) în apropierea unei paramorfoze. N +, × 24.

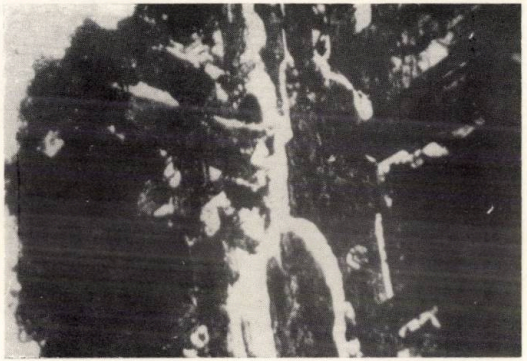


Fig. 3. — Paramorfoză în care se vede perfect diferența între cristalele de rutil din zona centrală (clivajul (110) și separațiile (011)) și zona marginală recristalizată. De asemenea se observă albit și cuarț pătrunse pe fisuri. N II, ×200.

Fig. 4. — Secțiune paralelă cu (100) în care se observă dispunerea prismelor de rutil în agregate orientate după legea sagenitului. N +, × 200.

ANALIZE

Structura paramorfozelor și compoziția chimică au fost verificate prin difracție în raze X și spectral. Materialul, detașat cu dăltițe fine de pe planele de șistozitate, a fost în parte purificat prin fierbere cu apă regală și HF. Apoi pe fiecare fracție s-a executat cîte o difractogramă (laboratorul Institutului geologic București, anticatodă $CuK\alpha_1$, filtru Ni, intensitate 8 mA, tensiune 35 kV, viteza 1°/minut). Pe diagrama probei tratate s-au înregistrat numai linii de rutil, iar pe diagrama probei nepurificate au mai apărut, în afară de ale rutilului, linii de clorit și cuarț.

Proba tratată — dÅ : 3,258 ; 2,486 ; 2,298 ; 2,191 ; 2,053 : 1,689 ; 1,642 ; proba netratată — dÅ : 3,253 ; 2,481 ; 2,295 ; 2,183 ; 2,050 ; 1,684 ; 1,621.

Fiind clar că singurul mineral de Ti existent în paramorfoză este rutil, spectrograme s-au executat doar pe probele purificate (laboratorul spectografic al ICEMIN București, aparat PGS cu rețea de difracție).

Proba 1 : Ba : urme ; Mg : 0,1—1 ; Ca : 0,05—0,5 ; Si : 0,05 — 0,5; Fe : 0,1 — 1 ; Na : prezent ; V : prezent ; Zn : prezent ; Nb : 0,05 ; Mn : 0,014 ; Pb : 0,025 ; Cu : 0,041 ; Zr : 0,01 — 0,05 ; Cr ; 0,01 — 0,05 ; Sn : 0,001 — 0,005 ; Al : 0,1 — 1 ; proba 2 : Ba : urme ; Mg : 0,1 — 1 ; Ca : 0,05 — 0,5 ; Si : 0,05 — 0,5 ; Fe : 0,1 — 1 ; Na : prezent ; V : prezent ; Zn : prezent ; Nb : 0,05 ; Mn : 0,029 ; Pb : 0,050 ; Cu : 0,046 ; Zr : 0,01 — 0,05 ; Cr : 0,01 — 0,05 ; Sn : 0,001 — 0,005 ; Al : 0,1 — 1 ; Ti : diferența pînă la 100% în ambele probe.

Dintre elementele prezente probabil că numai Fe, V, Nb, Mn, Zr, Cr, Sn și parțial Si substituie izomorf Ti (D e e r și colab., 1967).

PARAGENEZA

Paramorfoza de rutil după brookit se întîlnește în două tipuri de roci : muscovitice cu grafit în cantități variabile și mai puțin clorit ; muscovitice cu mai mult clorit și în general fără grafit.

Parageneza primelor în ordinea frecvenței : cuarț + muscovit + + albit + clorit (biotit) + grafit + brookit → rutil + turmalină ± zircon + oxizi de Fe ± apatit ± pirită ± calcit (secundar).

Parageneza celorlalte în ordinea frecvenței : cuarț + muscovit + + clorit (biotit) + albit + brookit → rutil + turmalină ± zircon + oxizi de fier ± grafit ± apatit ± pirită ± calcit (secundar). Le putem denumi șisturi muscovit (sericit) grafitoase și muscovit (sericit) cloritoase. Aspectul lor macroscopic este divers. În ansamblu sînt printre rocile mai sărace în cuarț ale seriei de Tulgheș, deci mai șistoase, au culori pornind de la gri deschis, trecînd prin diferite nuanțe de verde și pînă la negru, în funcție de variația raporturilor cantitative dintre muscovit — clorit — grafit, iar prin abundență alcătuiesc masa principală a seriei.

CONSIDERAȚII GENETICE

Asocierea frecventă a grupării brookit→rutil + turmalină + zircon cu grafit sugerează originea ei sedimentară, iar întovărășirea constantă a primelor trei indică un factor comun de dependență. Comentarea extensivă a genezei premetamorfitelor depășind contextul lucrării, vom discuta doar istoria metamorfă a paramorfozei brookit→rutil. Polimetamorfismul seriei de Tulgheș este în prezent definitiv acceptat (Giușcă și colab., 1969; I. Bercia, Elvira Bercia, 1970; Bercia și colab., 1971)[1], însă nuanțele în interpretarea fenomenelor diferă. Giușcă și colab. admit ultimul metamorfism ca hercinic, recunoscînd la nivel de principiu că orogenul hercinic încheie evoluția metamorfă a teritoriului României. I. Bercia și Elvira Bercia menționează în trecere amprentele metamorfismului hercinic în seria de Tulgheș și pun șistozitatea de forfecare S_2 în legătură cu șariajele alpine, energia calorică eliberată de procesele dinamice amorsînd o porfiroblasteză postcinematică importantă la nivelul zonei biotitului (biotit, albit, muscovit), în contrast cu metamorfismul inițial al seriei de Tulgheș, realizat la nivelul izogradului cloritului după acești autori. În 1971, Bercia și colab. modifică acest punct de vedere în sensul că acordă orogenului hercinic un rol mult mai însemnat, separînd serii metamorfozate în hercinic, circumscrise pretutindeni în zona cloritului, și recunosc tenta retromorfă imprimată seriei de Tulgheș (cloritizarea biotitului.) Totodată mențin ideea neomineralizației statice progresive alpine.

Modul de apariție a paramorfozei brookit → rutil aduce date esențiale în sprijinul ipotezei polimetamorfismului seriei de Tulgheș, succesiunea evenimentelor arătînd astfel:

1. Cristalizarea Ti O_2 ca brookit; se corelează cu primul metamorfism al seriei de Tulgheș, lamelele de brookit fiind crescute în șistozitatea de stratificație S_1 (pl. II, fig. 1).

2. Transformarea totală a brookitului în rutil, în condiții de metamorfism static, deoarece caracterele de ascendență dinamică implică agregatele prismelor de rutil deja complet constituite în paramorfoze (pl. II, fig. 3).

3. Antrenarea paramorfozei în tectonica sinmetamorfă ce a dat naștere șistozității de forfecare S_2 (pl. II, fig. 1) și cînd biotitul a suferit o cloritizare generală. Indivizii sînt parțial transferați mecanic în planele S_2 și afectați de cataclazări ce merg uneori pînă la dezagregarea paramorfozelor, împrăștierea și recristalizarea rutilului în masa rocii. De asemenea, rutilul din paramorfoze recristalizează marginal și în jurul mineralelor pătrunse în ele, eliberînd o parte din fierul conținut (pl. I, fig. 3, 5; pl. II, fig. 3), iar în umbrele lor de presiune se observă frecvent formarea cloritului. Atribuim șistozitatea S_2 și cloritizarea biotitului metamorfismului hercinic, deoarece ultimele serii metamorfe recunoscute în Carpații Orientali sînt de vîrstă hercinică și metamorfozate în zona cloritului, iar

[1] Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta, Mureșan M., Iliescu Violeta (1971), *Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali*, arh. IPEG, Cîmpulung Moldovenesc.

minerale metamorfe ulterioare cloritizării biotitului și generării șistozității de forfecare S_2 absentează în aria cercetată, precum absentează urmele de metamorfism regional în formațiunile sedimentare mezozoic inferioare ce repauzează normal pe seria de Tulgheș, chiar cînd stau sub un plan de șariaj. Orogenului alpin îi pot aparține unele din caracterele cataclastice, larg extinse acum tocmai datorită lipsei unei recristalizări metamorfe semnificative (B a l i n t o n i și colab., 1973). Încadrarea în timp a etapei a doua întîmpină dificultăți, deoarece după studiile experimentale ale lui D a c h i l l e și colab. (1968) tranziția brookit → rutil are loc cu creșterea de P și T. Or, metamorfismul hercinic a fost de intensitate mai scăzută decît cel inițial al seriei de Tulgheș. Putem raționa astfel : transformarea brookit → rutil înregistrează fie apogeul metamorfismului inițial al seriei de Tulgheș, fie un metamorfism de grad mai înalt plasat între cel inițial și cel hercinic ; sînt însă afirmații strict ipotetice și nu posedăm date spre a le consolida. Sau putem gîndi așa : transformarea brookit → rutil este în totalitate hercinică, etapa a doua asociindu-se momentului de debut, static, al acestui metamorfism, iar brookitul este o formă metastabilă de TiO_2 în orice condiții, posibilitate enunțată de asemenea de D a c h i l l e și colab. în aceeași lucrare. Ca atare, tranziția brookit → rutil este permisă și în condiții de P—T mai scăzute decît cele în care a cristalizat brookitul inițial, cînd cauza ce a determinat separarea unei faze metastabile a dispărut, iar mineralul a fost supus din nou la temperaturi și presiuni ce au depășit un anumit prag de activare. Faptele redate în această lucrare sprijină concepția conturată în ultimii ani după care mineralele dintr-o serie metamorfă trebuie privite evolutiv, transformările structurale repetate putînd depăși ca semnificație transformările chimice (S p r y , 1969). În atare condiții, recunoașterea în extensie a unor caractere structurale premetamorfe reprezintă o încercare cu suport fizic îndoielnic.

CONCLUZII

1. Seria de Tulgheș este polimetamorfă. Paramorfoza brookit →rutil înregistrează trei momente de transformare, ultimele două aparținînd probabil unei singure perioade metamorfe, cea hercinică.

2. Parageneza inițială a seriei de Tulgheș a fost de temperatură mai înaltă, înscriindu-se în zona biotitului și poate a granatului almandin în unele locuri; de aceea, în raport cu starea inițială seria de Tulgheș este retromorfă, principala transformare paragenetică fiind cloritizarea generală a biotitului în condiții de metamorfism dinamic.

3. Asociația brookit → rutil + turmalină + zircon permite separarea în seria de Tulgheș a unui facies petrografic de origine premetamorfă sedimentogenă pelitică, important în orizontarea stratonomică a seriei și deci în precizarea locului zonelor mineralizate cu sulfuri metalice.

Aducem mulțumiri specialiștilor G i u ș c ă R a d u , M e d e ș a n A l e x a n d r i n a , A n t o n O c t a v i a n de la Institutul geologic și Z ă m î r c ă A l l a de la ICEMIN—București pentru ajutorul acordat în realizarea analizelor.

THE PRESENCE OF RUTILE PARAMORPH AFTER BROOKITE IN TULGHEȘ CRYSTALLINE SERIES (EASTERN CARPATHIANS)

SUMMARY

Rutile paramorphs after brookite are described for the first time in Romania in the following parageneses : quartz + albite + chlorite + graphite + brookite → rutile + turmaline + zircon + iron oxides ± apatite ± pyrite ± calcite and quartz + muscovite + chlorite + albite + brookite → rutile + turmaline + zircon + iron oxides ± graphite ± apatite ± pyrite ± calcite. The presence of graphite and turmaline shows that they are sedimentary pelitic premetamorphic rocks. The transformations that concern the paramorph indicate three important events which affected the Tulgheș series :

1. Crystallization of TiO_2 as brookite ;
2. Brookite → rutile transformations ;
3. Comprising of the paramorph in the tectonic that generated in the rocks the cleavage schistosity S_2 and determined a marginal recrystallization rutile → rutile.

The first event corresponds to the initial metamorphism of Tulgheș series, probably baicalian, the brookite laminae being in the bedding schistosity S_1. The last two events are hercynian, simultaneous with the third event producing the general chloritization of biotite in the Tulgheș series. The conclusions which result from the study of the paramorph and rocks are the following :

1. The Tulgheș series is polymetamorphic, being affected by two metamorphisms from which the ultimate surely hercynian.
2. In correlation with its initial state, the present aspect of Tulgheș series is retrograde, the principal neomineralization being the chloritization of biotite.
3. Each mineral reflects therefore a long history, the now perceptible traces of different events distinguishing themselves from case to case.

BIBLIOGRAFIE

BALINTONI I., ȚÎMPĂU T., ISACHE C. (1972), *Problema genezei sulfurilor polimetalice compact interstratificate în partea centrală a cristalinului din Carpații Orientali*, St. cerc geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *1*.

BERCIA I., BERCIA ELVIRA (1970), *Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei — Iacobeni (Carpații Orientali)*, An. Inst. geol., **XXXVIII**.

DACHILLE F., SIMONS P.Y., ROY R. (1968), *Pressure — temperature studies of anatase, brookite, rutile and TiO_2. II*, Amer. Miner., **53**, p. 1 929 — 1 939.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1967), *Rock forming minerals*, **5**, Longmans, London.

GIUȘCĂ D., SAVU H., BERCIA I., KRÄUTNER H. (1969), *Succesiunea ciclurilor tectonomagmatice prealpine pe teritoriul României*, Bul. Soc. șt. geol. Rom., **XI**.

PALACHE C., BERMAN H., FRONDEL C. (1963), *The system of mineralogy*, **I**, Wiley and Sons, London

SPRY A. (1969), *Metamorphic textures*, Pergamon Press, Great Britain.

Primit în redacție la 8 ianuarie 1973

Laboratorul de mineralogie Frasin, Gura Humorului

PROCESE DE ALBITIZARE LA ROCILE PORFIROIDE DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

CONSTANTIN COCÎRȚĂ

Parcurgînd literatura existentă asupra rocilor porfiroide din Carpații Orientali constatăm punerea în evidență de către toți autorii a fenomenelor de albitizare ce au afectat aceste roci.

I. Atanasiu (1928) descrie în compoziția hälleflintelor din cristalinul Tulgheșului cristale de feldspat cu o factură microclinică ce conțin, de cele mai multe ori, pete de albit cu forme și mărimi variate. „Albitul poate invada cîteodată aproape complet cristalul de microclin lăsînd numai pe margine o zonă îngustă, care reprezintă întrucîtva zona dimpede de la cristalele nealbitizate". Aceleași observații le face I. Atanasiu (1928) și asupra feldspaților din cuarțporfirele tip pîrîul Tibleș.

M. Savul (1938) arată că feldspații rocilor porfirogene din cristalinul Bistriței sînt constituiți în cea mai mare parte din microclin și albit, ultimul luînd naștere în urma proceselor de substituție sub formă de „Schachbrettalbite". Autorul conchide că „. . . între feldspatul albitic și microclin au avut loc substituții reciproce . . ." De asemenea, în masa fundamentală, datorită infiltrației soluțiilor hidrotermale, s-au depus granule limpezi de cuarț și albit. Aceleași observații le face autorul și asupra feldspaților din rocile porfiroide tip Pietrosu.

Studii mai recente, din care este suficient să amintim doar pe I. Savul și G. Mastacan (1952) și H. Savu și Al. Vasilescu (1959), întăresc observațiile autorilor anteriori asupra fenomenelor ce ne-au interesat pe noi.

Luînd în considerație aceste observații microscopice ce trădează fie fenomene de albitizare, fie substituții reciproce între feldspatul potasic și cel sodic, am încercat să urmărim dacă acestea se oglindesc în rezultatele analizelor chimice efectuate de noi. În acest scop ne-am folosit de conținuturile în Na și K a 75 de roci colectate din diverse regiuni ale cristalinului din Carpații Orientali. În funcție de acestea, rocile porfiroide se grupează în două mari grupe: a) o grupă de roci la care se observă un echilibru între conținutul de Na_2O și K_2O, constituită în cea mai mare parte din porfiroide tip Pietrosu; b) o grupă de roci la care se observă un dezechilibru între conținutul de Na_2O și K_2O, constituită în special

. cerc., geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 335–341, București, 1973

din metatufuri și metatufite aparținînd seriei de Tulgheș, dezechilibru datorat procentului foarte ridicat de Na_2O în raport cu K_2O sau invers.

Pentru a pune în evidență existența fenomenelor de albitizare am proiectat rocile noastre în diagrama din figura 1. Diagrama reprezintă un mijloc petrochimic de exprimare a gradului de albitizare a rocilor erup-

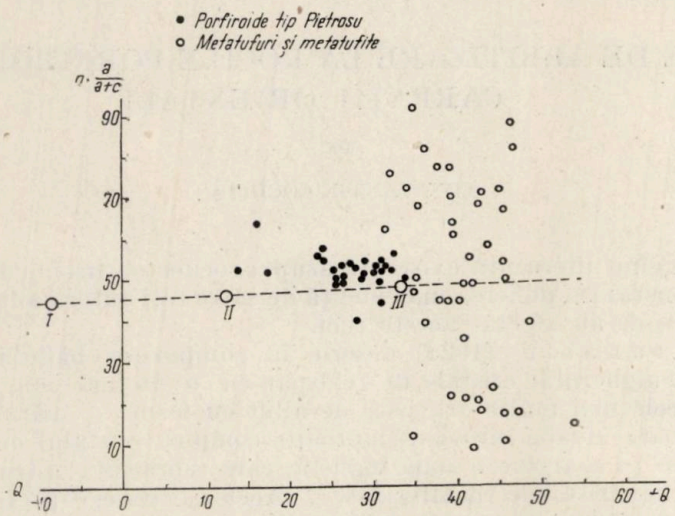


Fig. 1. — Diagrama de variație a parametrului $n\frac{a}{a+c}$ în funcție de $+Q(-Q)$ la rocile porfiroide din Carpații Orientali.

tive. Ea a fost folosită cu succes de V. I. Cernov (1969) pentru punerea în evidență a fenomenelor de albitizare suferite de seriile efuzive devoniene din Altai, Kazahstan, Ural și Caucaz. Pe linia punctată se situează rocile cu compoziție normală după Daly, respectiv bazalte (I), andezite (II), și liparite (III). Cu mici excepții rocile porfiroide se grupează în trei cîmpuri: 1) un cîmp unitar situat puțin deasupra liniei mediane și la stînga punctului III, constituit în majoritate din roci porfiroide tip Pietrosu; 2) un cîmp dispers situat în dreapta punctului III, care se întinde mult deasupra liniei mediane constituit din metatufuri și metatufite aparținînd seriei de Tulgheș; 3) un cîmp dispers situat de asemenea în dreapta punctului III care se întinde mult sub linia mediană alcătuit tot din metatufuri și metatufite aparținînd aceleiași serii. Deducem că rocile porfiroide tip Pietrosu situate în primul cîmp au o compoziție unitară și au fost afectate de procese moderate de albitizare. Spre deosebire de acestea, metatufurile și metatufitele din seria de Tulgheș, situate în cîmpul 2 și 3, au suferit procese antagonice. O parte din ele (baza cîmpului 2 și partea superioară a cîmpului 3) sînt situate în imediata apropiere a liniei mediane și deci corespund unor tipuri de roci normale. O altă categorie de roci, situate în partea mediană și superioară a cîmpului 2, au fost afectate de procese intense de albitizare. În sfîrșit, ultima categorie de roci situate la partea inferioară a cîmpului 3 se caracterizează printr-o îmbogățire puternică în K în defavoarea Na.

La fel de sugestivă este și diagrama din figura 2, în care am proiectat conținuturile de Na_2O și de K_2O în funcție de conținutul de SiO_2. Și aici se conturează două cîmpuri de puncte : unul mai unitar și restrîns alcătuit din roci porfiroide tip Pietrosu unde se observă un echilibru destul

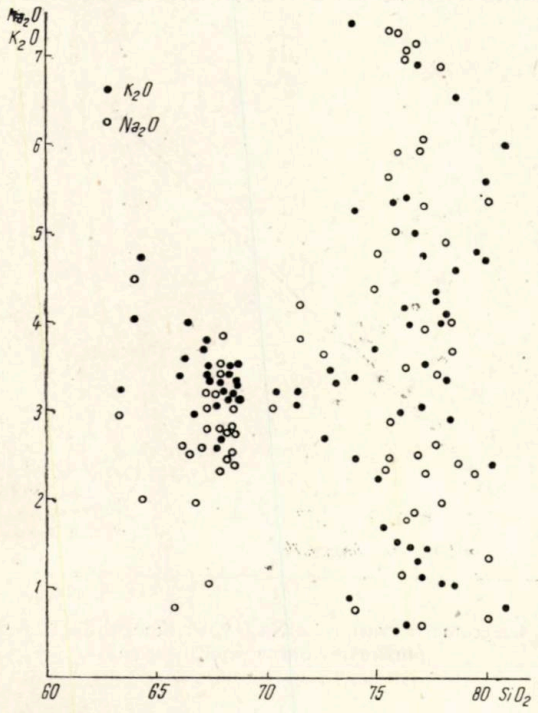


Fig. 2. — Diagrama de variație a conținuturilor procentuale de Na_2O și K_2O în funcție de SiO_2 % la rocile porfiroide din Carpații Orientali.

de constant între conținuturile de Na_2O și K_2O și unul mult mai dispers, constituit din metatufuri și metatufite unde se observă un dezechilibru și o variație inversă în conținuturile de Na_2O și K_2O.

În general, atît din cele expuse pînă aici, cît și din studierea diagramei din figura 3, unde sînt proiectate conținuturile de Na_2O în funcție de K_2O, se poate observa raportul de inversă proporționalitate existent între acești doi componenți. Pe linia $Na_2O/K_2O = 1$ sau în vecinătatea ei se grupează rocile porfiroide tip Pietrosu, în timp ce metatufurile și metatufitele sînt dispersate în stînga sus (conținut mare de Na_2O și mic de K_2O) și în dreapta jos (conținut mic de Na_2O și mare de K_2O).

Indiferent dacă procesele de albitizare sau procesele inverse de îmbogățire în K au avut loc în aceeași etapă sau în etape diferite, considerăm că gradul moderat de albitizare a porfiroidelor de tip Pietrosu se datorește caracterului unitar (lave) a materialului vulcanic care prin consolidare a dat naștere la aceste roci, spre deosebire de caracterul frag-

mentar (tufuri, ignimbrite) al materialului vulcanic din care s-au format ulterior metatufurile și metatufitele, caracter care a permis o circulație mai intensă a soluțiilor și deci și a substituțiilor reciproce, în primul rînd între acești doi componenți cu mobilitate mare.

Un alt fapt semnalat în literatură de I. Rădulescu (1969) este prezența în ambele flancuri ale dyke-ului de Pietrosu (atît în dyke-u

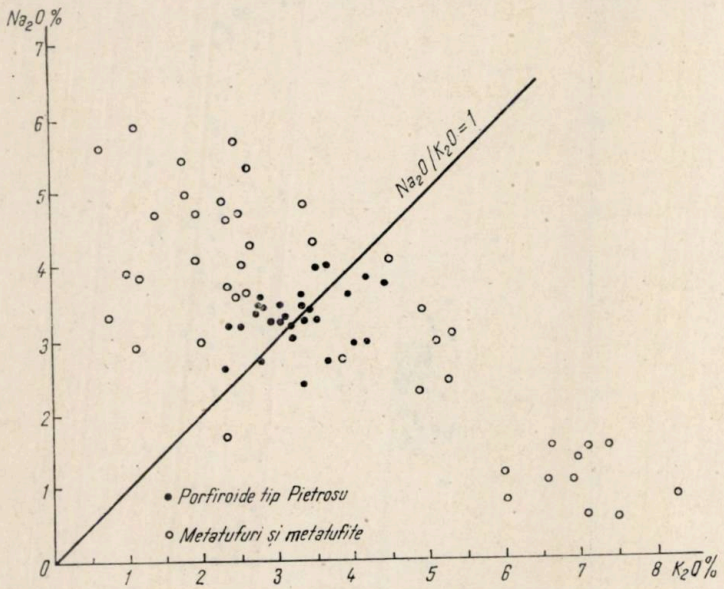


Fig. 3. — Diagrama de variație a Na_2O% în funcție de K_2O% la rocile porfiroide din Carpații Orientali.

cît și în șisturile învecinate) a unor feldspatizări postmetamorfice caracteristice. „ Aceste fenomene se manifestă prin formarea de ovule feldspatice în rocile din ambii pereți ai dislocației, ovule ale căror dimensiuni și frecvență scad proporțional cu creșterea distanței față de falii".

Macroscopic se observă că „ ovulele" sînt străbătute de o rețea de fisuri umplute cu cuarț. Am colectat mai multe probe din care trei le-am analizat chimic (tabelul nr. 1). Rezultatele analitice obținute pentru

Tabelul nr. 1

Compoziția chimică a feldspaților

Oxizi %	14 a	30 b	90
SiO_2	68,00	69,07	72,25
Al_2O_3	18,28	17,78	15,58
TiO_2	0,11	0,15	0,10
Fe_2O_3	0,73	0,89	0,89
MgO	0,31	0,40	0,63
CaO	0,51	0,51	0,27
Na_2O	9,65	9,32	8,00
K_2O	0,75	0,68	1,48

treia probă (93) indică valori mai ridicate pentru SiO_2 şi K_2O şi mai scăzute pentru Al_2O_3 şi Na_2O, în comparaţie cu conţinuturile procentuale ale primelor două probe, ce prezintă valori aproape identice la componenţii la care ne-am referit. Cauza ar putea fi intercalaţiile reticulare de cuarţ care nu au putut fi practic separate. Din rezultatele analizelor chimice am calculat formulele cristalochimice:

Proba Nr. 14a — $(K_{0.09}Na_{1.66}Ca_{0.05})_{1.80}Al_{1.92}Si_{6.03}O_{16}$
Proba Nr. 30b — $(K_{0.07}Na_{1.58}Ca_{0.05})_{1.70}Al_{1.84}Si_{6.12}O_{16}$
Proba Nr. 93 — $(K_{0.15}Na_{1.35}Ca_{0.02})_{1.52}Al_{1.60}Si_{6.32}O_{16}$

Notă discordantă face a treia probă de feldspat, unde K şi Si prezintă valori mai ridicate, în timp ce Na şi Al au valori mai scăzute, în comparaţie cu valorile similare la primele două probe (14a şi 30b). De asemenea am calculat compoziţia normativă pentru cele trei probe :

Proba Nr. 14a — 92,53 Ab. — 4,77 Or. — 2,68 An.
Proba Nr. 30b — 92,87 Ab. — 4,33 Or. — 2,78 An.
Proba Nr. 93 — 88,50 Ab. — 10,23 Or. — 1,70 An.

Conţinuturile de albit, ortoză şi anortit sînt foarte apropiate la primele două probe, deşi distanţa dintre punctele de colectare este apreciabilă. Putem afirma cu toată certitudinea că „ ovulele" feldspatice sînt constituite din albit. Proba a treia este tot un albit cu un conţinut de 10,23% ortoză.

Curbele spectrelor de absorbţie I.R. efectuate pentru cele trei probe au o alură foarte asemănătoare, fapt ce confirmă identitatea celor trei minerale (fig. 4,5 şi 6).

Luînd în consideraţie locul de apariţie a acestor „ ovule" feldspatice, credem că faliile ce mărginesc dyke-ul de Pietrosu au favorizat circulaţia soluţiilor din care s-au format acestea. În cristalinul Bistriţei există iviri reduse de roci porfiroide tip Pietrosu intercalate între şisturile seriei de Tulgheş, deci care nu fac parte din dyke-ul de Pietrosu. La rîndul lor şi acestea sînt însoţite de „ ovule" feldspatice. Conchidem că „ ovulele" feldspatice sînt legate de rocile porfiroide tip Pietrosu indiferent de locul de apariţie.

ПРОЦЕСС АЛЬБИТИЗАЦИИ ПОРФИРОИДНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

Петрографическое изучение порфироидных пород, предпринятое различными авторами, привело к особому выделению явления альбитизации калиевых полевых шпатов. На основе содержаний в Na и K 75-ых пород, автор особо выделяет процессы альбитизации или обогащение в K порфироидных пород. Автор заключает, что метатуфы и метатуфиты были намного сильнее затронуты этими процессами в сравнении с порфироидами типа Пиетросу. Также, на основе вычисления кристаллохимических формул и нормативного содержания трёх проб полевого шпата, можно отметить, что они имеют альбитовое содержание.

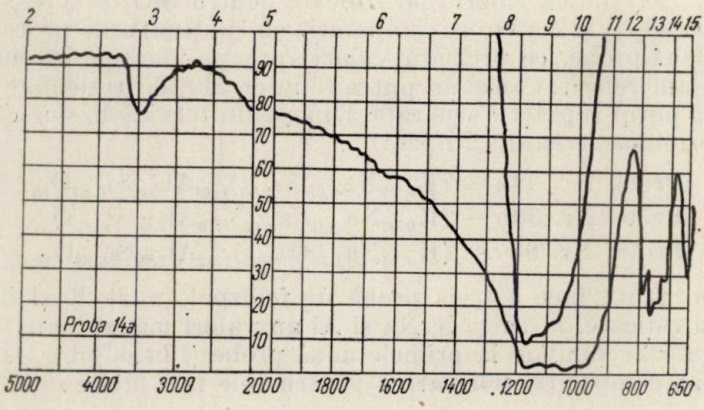


Fig. 4

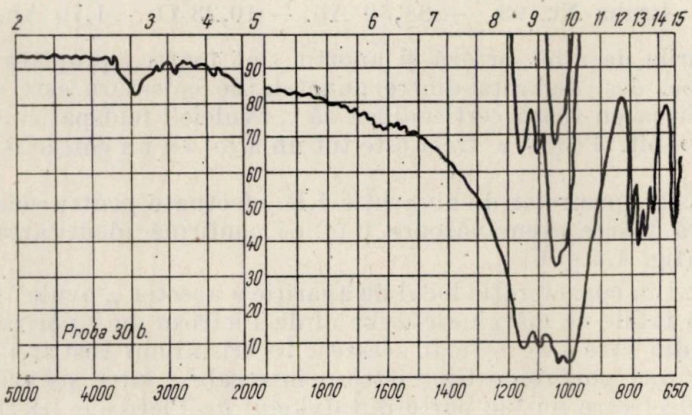


Fig. 5

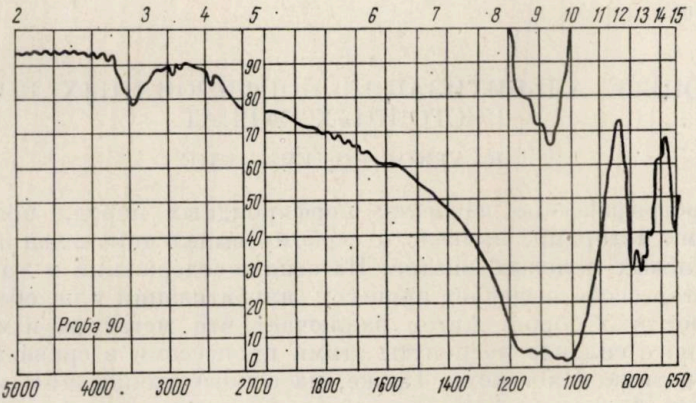


Fig. 4,5 și 6. — Curbele I.R. pentru cele trei probe de feldspat: 14 a, 30 b, 90.

BIBLIOGRAFIE

ATANASIU I. (1928), *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului*, An. Inst. geol. Rom., **XIII**.

CERNOV I. (1969), *O petrohimiceskom sposobe vtrajeniia stepeni reghionalnoi albitizații magmaticeskih porod*, Voprosî petrohimii, Leningrad.

RĂDULESCU I. (1969), *Cristalinul Bistriței. Stratigrafia și structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaților Orientali*, St. cerc., geol, geogr., Seria geologie, **14**, 1.

SAVUL M. (1938), *Le Cristallin de Bistrița*, Ann. Sci. Univ. Jassy, part. II, **XXIV**, *1*.

SAVUL M., MASTACAN G. (1952), *Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali*, Acad. R.P.R., Bul. șt., **IV**, *2*.

SAVU H., VASILESCU AL. (1959), *Contribuții la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa (Maramureș)*, D.S. Com. geol., **XLVI**.

WALKER W.G., SWANSON A.D. (1968), *Laminar flowage in a pliocene soda rhiolite ash-flow tuff, lake and harney counties, Oregon*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 600 B.

Primit în redacție la 5 martie 1973

Facultatea de biologie-geografie
Universitatea „Al. I. Cuza", Iași

FORMAȚIUNEA VULCANO-SEDIMENTARĂ PONȚIANĂ DIN PARTEA NORDICĂ A MUNȚILOR GUTÎI

DE

BARBU LANG

55(05)

INTRODUCERE

În partea sa de nord, suprastructura masivului vulcanic Gutîi este constituită aproape în totalitate din andezite piroxenice atribuite ultimei faze a activității vulcanice desfășurate în acest masiv, a cărei vîrstă a fost recent considerată ponțian-pliocen superioară (M. Borcoș și colab., 1973). De sub curgerile andezitelor piroxenice, în numeroase puncte situate atît în văile mai adînci, cît și — în situații mai rare — în zone de creste, apar depozite cu caracter piroclastic considerate pînă nu de mult ca reprezentînd produsele explozive ale mai multor faze de erupție în general mai vechi, cunoscute în special în partea sudică a masivului vulcanic (ale andezitelor piroxenice de Seini, andezitelor cuarțifere de Piscuiatu sau Highișa, andezitelor cu piroxeni și hornblendă de Breze sau ale andezitelor piroxenice de Ilba). Cercetări recente (D. Rădulescu și B. Lang, 1973) au indicat însă că în realitate toate aceste apariții aparțin unei formațiuni vulcano-sedimentare care constituie fundamentul întregului teritoriu în care s-a desfășurat începînd din ponțian activitatea vulcanică responsabilă de punerea în loc a andezitelor piroxenice. Față de poziția ivirilor cunoscute în prezent, acest teritoriu poate fi delimitat în sud și sud-vest de valea Turului, iar spre sud-est de creasta Vf. Stînilor-Vf. Pleșca Mare. Înspre vest, nord și est limita apariției formațiunii poate fi considerată în linii generale însăși limita masivului vulcanic, astfel încît se poate admite că formațiunea vulcano-sedimentară alcătuiește o pătură continuă pe aproape 400 km² (fig. 1). Frecvența punctelor de aflorare a formațiunii este mult mai mică la interiorul calderelor Săpînța și Mara, subliniind deosebirile de structură geologică față de exteriorul acestora (D. Rădulescu și B. Lang, 1973). Indicațiile cele mai sigure privind grosimea formațiunii vulcano-sedimentare au fost furnizate de un foraj executat în Valea Rea, sector în care formațiunea a fost străbă-

St. cerc., geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 343–351, București, 1973

tută pe aproape 850 m. Pornind de la faptul că în bazinul Văii Rea formațiunea vulcano-sedimentară atinge o dezvoltare deosebită, această dimensiune poate fi considerată ca apropiată de valoarea maximă pe care o poate atinge grosimea formațiunii.

SCURTĂ DESCRIERE PETROGRAFICĂ

În ivirile cunoscute, ca și în foraj, la alcătuirea formațiunii vulcano-sedimentare participă piroclastite fine și grosiere depuse în mediu subaerian sau subacvatic, epiclastite, nivele de lave și lave piroclastice și cu totul subordonat depozite terigene. Caracteristic este faptul că materialul vulcanic este reprezentat în exclusivitate prin andezite piroxenice uneori proaspete, alteori în diferite stadii de alterare.

Pe rama vestică a masivului vulcanic, la nord de localitatea Negrești, formațiunea vulcano-sedimentară apare de sub curgerile de andezite piroxenice la contactul cu sedimentele Bazinului Oaș. Depozitele formațiunii sînt deschise pe aproape tot cursul mediu și superior al Văii Rea, ca și pe numeroși afluenți ai acesteia. Un alt teritoriu în care formațiunea apare bine deschisă este situat în sud, în lungul Văii Albe și pe afluenții acesteia. În bazinul văii Săpînța formațiunea vulcano-sedimentară apare la zi în zona de ramificare a văii, pe afluenții valea Nadoșa, Izvorul Paltinului, valea Runcului. Apariții izolate au fost semnalate și pe cursul superior al văii, unde a fost întîlnită și în recente lucrări de foraj [1]. Cea mai sudică apariție la zi este situată în Valea Roșie, la sud de vulcanul Pleșca Mare.

Ivirile din bazinul Văii Rea. Profilele cu succesiunile cele mai complete au fost identificate în lungul afluenților de pe partea dreaptă, situați în apropierea contactului cu rocile sedimentare. Astfel, în Pîrîul Porcului, formațiunea vulcano-sedimentară apare la zi pe aproape 2 km începînd din imediata apropiere a confluenței cu Valea Rea. O coloană stratigrafică sintetică (fig. 2) pune în evidență următoarea succesiune: în bază apare un nivel epiclastic cu o culoare galben-verzuie caracteristică, stratificat, constituit din alternanțe de pelite, gresii și microaglomerate andezitice. Fragmentele de andezite piroxenice, ca și liantul fin pelitic au suferit procese de bentonitizare ca urmare a depunerii subacvatice a materialului. Acest nivel este acoperit de piroclastite grosiere constituite din fragmente centimetrice și decimetrice de andezite piroxenice, în general proaspete, cenușii-negricioase. Liantul este un tuf lapillic alterat, uneori cu intense limonitizări. În masa piroclastitelor apar intercalații de lave piroclastice fisurate și alterate supergen. Întregul complex are o culoare brun-roșcată caracteristică. În amonte, peste acest nivel se dezvoltă din nou epiclastite, alcătuind un complex cu dezvoltare mai mare, dar mai omogen, constituit din fragmente rare de andezite piroxenice argilizate, subangulare, de dimensiuni centimetrice, prinse într-un ciment fin, dintr-un material vulcanic de asemenea argilizat. Apar dese intercalații de piroclastite fine și grosiere de culoare albicioasă sau roșietică, depuse probabil tot subacvatic. În succesiune urmează un pachet de piroclastite grosiere de culoare maronie-roșietică, a cărui mod de alterare sugerează de asemenea o depunere subac-

[1] O. Edelstein, comunicare verbală.

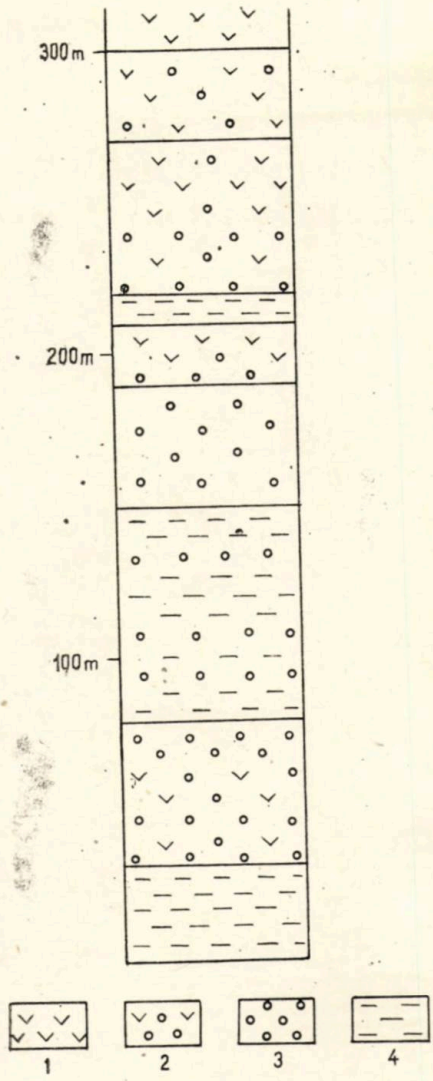


Fig. 2. — Coloana litologică schematică a depozitelor vulcano-sedimentare din Pîrîul Porcului.

1, lave; *2*, lave piroclastice: *3*, piroclastite: 4, epiclastite.

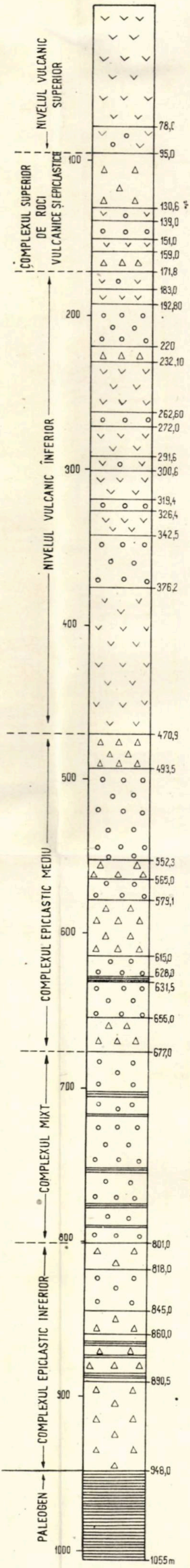


Fig. 3. —Coloana litologică schematică a forajului din Valea Rea.

1, Lave; *2*, lave piroclastice; *3*, piroclastite; *4*, epiclastite; *5*, roci sedimentare.

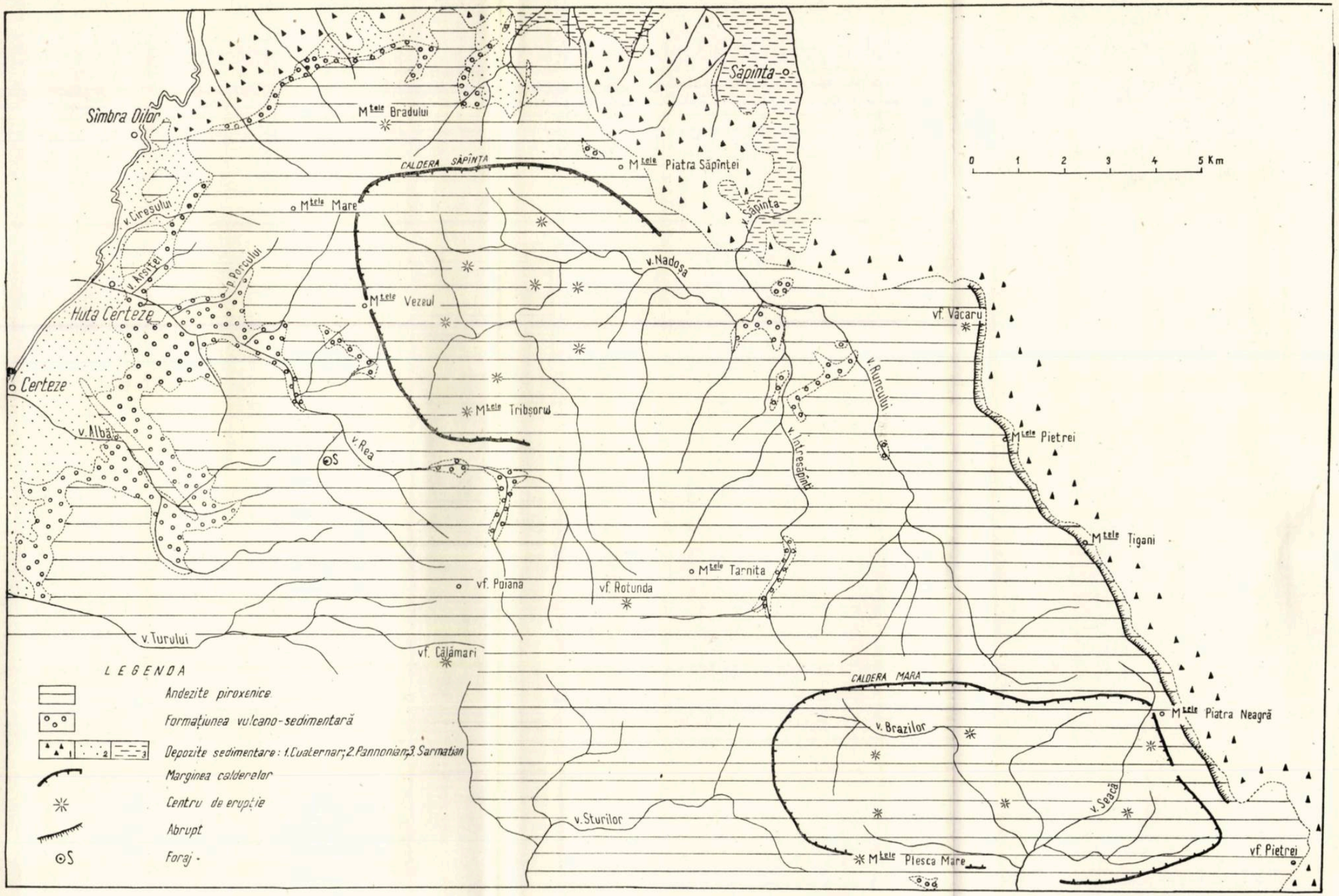
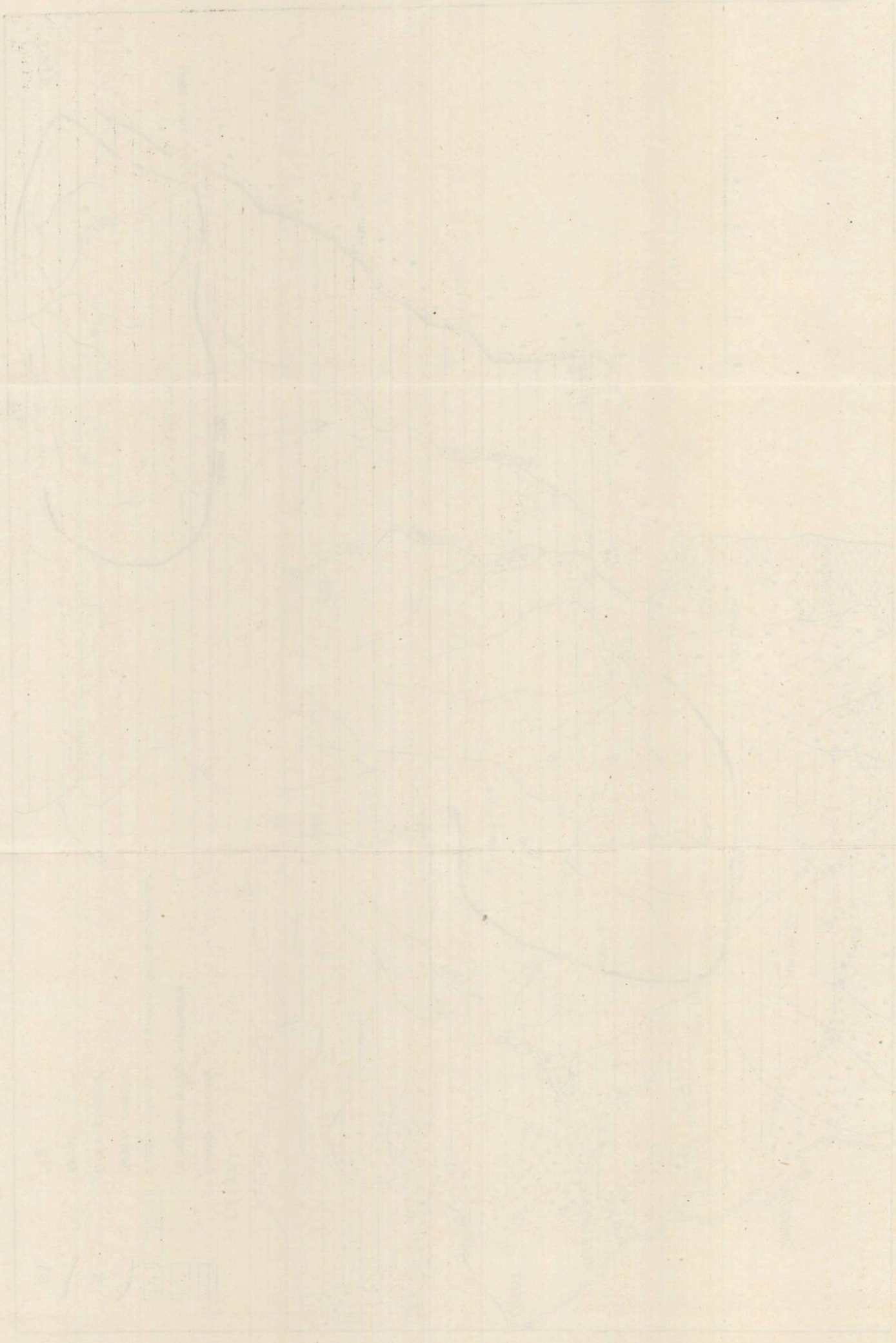


Fig.1. — Schița geologică a părții nordice a Munților Gutîi (limitele geologice după M. Borcoș și colab., 1973: elemente vulcanologice după D. Rădulescu și B. Lang, 1973).



vatică. La partea superioară a acestora se individualizează un nou nivel epiclastic cu grosime redusă, cu caractere litologice similare nivelului epiclastic anterior. Profilul continuă cu piroclastite grosiere cu fragmente andezitice ce ajung la 20 cm diametru, care trec spre lave piroclastice cu intercalații metrice de lave. Curgerile de andezite piroxenice ponțian-pliocen superioare acoperă tot acest complex, fără ca limita să poată fi trasată cu precizie.

În baza profilului deschis de valea Arșiței apare un nivel epiclastic constituit din fragmente centimetrice subangulare de andezite piroxenice în diferite stadii de alterare, de la negre, proaspete, pînă la albe, friabile, argilizate total, cimentate cu un liant constituit din material argilos bentonitic de culoare gălbuie. Uneori, depozitele prezintă o stratificație cvaziorizontală evidentă. La partea superioară, depozitele devin tot mai fine. În amonte, depozitele epiclastice sînt acoperite de piroclastite grosiere constituite din fragmente centimetrice și decimetrice de andezite piroxenice proaspete, într-un liant reprezentat printr-un tuf grosier cu cristale de piroxeni proaspete. Spre partea superioară se trece treptat la lave piroclastice cu intercalații de lave. O alternanță de lave, lave piroclastice și subordonat piroclastite grosiere se continuă încă aproape 1 km, fiind foarte bine deschisă în firul văii.

Valea Rea, una dintre cele mai importante văi care străbat de la est spre vest masivul vulcanic, este mai puțin accesibilă observațiilor directe. În cursul mediu și superior, pe un interval de aproape 6 km, apar sporadic aflorimente în care formațiunea vulcano-sedimentară este reprezentată prin nivele de lave piroclastice și epiclastite constituite din microconglomerate andezitice în care fragmentele — în general subangulare — apar proaspete, limonitizate sau argilizate. Deschiderile din valea Gorahi — afluent stîng situat în apropierea zonei de izvoare a Văii Rea — deși puține la număr, sînt foarte sugestive mai ales în ceea ce privește cota maximă la care poate apare la zi formațiunea vulcano-sedimentară (850 m). Apare aici același nivel epiclastic constituit din fragmente andezitice centimetrice, argilizate, acoperit într-un punct de un nivel terigen cu grosime redusă, constituit din marne argiloase cenușii tufacee dispuse în plăci, lipsite de resturi organice.

Forajul structural cu adîncimea de 1 055 m executat în valea Mesteacănului (afluent stîng al Văii Rea) a străbătut între 95 și 948 m formațiunea vulcano-sedimentară, oprindu-se în depozitele sedimentare din fundament. Fără a mai relua succesiunea de detaliu a produselor — deja publicată (B. Lang, 1973) — poate fi evidențiată următoarea alcătuire sintetică a formațiunii (fig. 3):

— nivelul vulcanic superior (0—95 m) constituit din lave de andezite piroxenice în plăci, cu o poziție incertă față de formațiune;

— complexul superior de roci vulcanice și epiclastice (95—171,8 m) în care depozitele epiclastice alternează cu lave, lave piroclastice și piroclastite grosiere;

— nivelul vulcanic inferior (171,8—470,9 m) reprezentat printr-o importantă curgere de lave cu grosime de aproape 100 m și prin alternanțe de lave piroclastice și piroclastite grosiere;

— complexul epiclastic intermediar (470,9—677,0 m) constituit din depozite epiclastice foarte eterogene și subordonat nivele de piro-

clastite grosiere depuse subacvatic. Cu totul sporadic încep să apară secvenţe subţiri de material terigen;

— complexul mixt (677,0—801,0 m), la alcătuirea căruia participă epiclastite, tufuri grosiere şi fine, tufite şi subordonat marne şi gresii cu impresiuni de plante dar lipsite de macrofaună sau microfaună determinabilă;

— complexul epiclastic inferior (801,0—948,0 m) cu epiclastite grosiere şi fine în alternanţă cu piroclastite grosiere şi nivele metrice de roci sedimentare.

Formaţiunea vulcano-sedimentară repauzează peste un complex de roci sedimentare constituit din marne şi marne grezoase-micacee compacte, de culoare cenuşiu-negricioasă, cu intercalaţii de gresii fine micacee. În afara unor numeroase resturi de plante incarbonizate, rocile conţin o microfaună prost conservată, în baza căreia, ca şi a asemănărilor litologice, rocile sedimentare pot fi considerate ca reprezentînd paleogenul[2].

În Valea Albă nivelele epiclastice capătă cea mai largă dezvoltare, acumulările de material vulcanic prezentînd o mare eterogenitate. Apar conglomerate andezitice cu elemente subangulare decimetrice şi subdecimetrice, gresii microconglomeratice gălbui cu elemente argilizate sau proaspete de andezite piroxenice şi fragmente subcentimetrice de marne negre, gresii andezitice cenuşiu-gălbui. În aceste depozite apar intercalate nivele de acumulări silico-sideritice cu resturi de plante incarbonizate sau silicifiate. La partea superioară a formaţiunii apar piroclastite grosiere roşii, cu liantul tufaceu, depuse la rîndul lor în mediu subacvatic.

Ivirile din bazinul văii Săpînţa. Formaţiunea vulcano-sedimentară apare la zi de sub curgerile groase de andezite piroxenice în aflorimente izolate, care conturează totuşi un teritoriu mai mare situat în zona de unire a văilor Nadoşa, Izvorul Paltinului, Între Săpînţi şi Runcului şi de constituire a văii principale Săpînţa. Cel mai frecvent apar piroclastite grosiere de culoare roşie cu elemente de dimensiuni foarte variabile, constituite din andezite piroxenice negre, proaspete sau roşcate, datorită unor procese de limonitizare a pastei. O variaţie mai mare apare în profilul deschis de noul drum forestier din versantul stîng al văii Între Săpînţi. Aici apar în bază microconglomerate andezitice bentonitizate, stratificate, iar spre partea superioară piroclastitele grosiere roşietice. Trecerea spre lavele de andezite piroxenice proaspete se face printr-un nivel intermediar de lave piroclastice.

Ivirile din Valea Roşie (afluent stîng al văii Mara) alcătuiesc — aşa cum s-a mai arătat — cele mai sudice apariţii ale formaţiunii vulcano-sedimentare. Aflorimentele din firul văii şi din versantul căii ferate forestiere evidenţiază şi aici prezenţa nivelului de piroclastite grosiere roşii care cuprinde intercalate nivele de epiclastite grosiere cu materialul bine sortat, alcătuit din fragmente de andezite piroxenice subangulare, bentonitizate, cimentate slab cu pelite argiloase gălbui.

---

[2] Determinările de microfaună au fost efectuate de Yvonne Babucea. Microconţinutul este alcătuit din următoarele foraminifere aglutinante şi calcaroase: *Saccamina* cf. *S. sphaerica* Sars., *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *Eponides umbonatus* Reuss, *Cibicides* cf *C.grimsdalei* Nuttal, *Plectorecurvoides* sp., *Trochammina* sp.

CONCLUZII

Intervalul de timp corespunzător constituirii formațiunii vulcano-sedimentare este caracterizat prin desfășurarea unui vulcanism mixt, produsele efuzive furnizînd cea mai mare parte a materialului acumulat în depozitele epiclastice. Faptul că produsele s-au acumulat alternativ în mediu subaerian sau subacvatic indică existența unor mișcări de subsidență lente și intermitente, datorită cărora au luat naștere bazine cu adîncime suficient de mică pentru ca în momentele de paroxism vulcanic să se colmateze cu ușurință. Extinderea regională a formațiunii vulcano-sedimentare nu presupune neapărat existența unui bazin unic. Este foarte probabil ca în același interval de timp unele zone să fie exondate și deci depunerea materialului să se facă subaerian, în timp ce în altele depunerea să se facă subacvatic. Poziția acestor teritorii emerse sau submerse a alternat în timp și spațiu, în funcție de intensitatea activității vulcanice sau a mișcărilor de subsidență, ca și de distanțele față de centrele de activitate. Momentele de pauză survenite în timpul desfășurării activității vulcanice, în anumite porțiuni din teritoriu, au permis acumularea în aceste bazine a produselor epiclastice și cu totul subordonat a produselor terigene. Creșterea treptată a intensității erupțiilor face ca importanța depozitelor epiclastice să scadă spre partea superioară a formațiunii vulcano-sedimentare.

Cu privire la aparatele vulcanice care au activat în acest interval de timp se pot face foarte puține observații. Este vorba de stratovulcani cu activitate preponderent explozivă, a căror poziție este în prezent necunoscută. Totuși, pornind de la faptul că în vestul și sud-vestul teritoriului depozitele epiclastice par să se dezvolte cu precădere, este posibil ca principalii centri de activitate vulcanică să fi fost situați în zona central-estică. Un argument în favoarea acestei ipoteze îl constituie prezența în această zonă a aliniamentului tectono-magmatic major orientat NV—SE, al cărui rol petrogenetic important în timpul ultimului ciclu de erupții a fost deja subliniat (M. Borcoș și colab., 1973).

O problemă încă dificilă — cel puțin la nivelul actual de cunoaștere — este stabilirea intervalului de timp corespunzător edificării formațiunii vulcano-sedimentare. Elementele care pot fi utilizate în acest scop sînt deocamdată puține la număr. Faptul că în depozitele sarmațiene și pannoniene de la marginea bazinelor sedimentare nu se cunosc intercalate nivele ale formațiunii, ar putea constitui un prim indiciu că formațiunea vulcano-sedimentară s-a format după colmatarea bazinelor, adică după, sau spre sfîrșitul pannonianului. Pe de altă parte, dacă se consideră — așa cum s-a arătat — că erupțiile de andezite piroxenice din ciclul III de erupții au debutat încă din ponțian, perioada de timp în care s-a depus formațiunea vulcano-sedimentară trebuie plasată în ponțian. Este foarte posibil însă — ținînd cont de faptul că trecerea de la activitatea vulcanică explozivă la cea efuzivă se face gradat — ca în unele sectoare ale teritoriului, formațiunea vulcano-sedimentară să se edifice și în pliocenul superior (M. Borcoș și colab., 1973).

Elemente foarte importante privind paleogeografia părții de nord a Munților Gutîi rezultă din situația geologică evidențiată de forajul din Valea Rea. Faptul că formațiunea vulcano-sedimentară repauzează direct

pe depozite sedimentare paleogene poate indica fie că formațiunea s-a depus în tot intervalul de timp din tortonian — de cînd se cunosc primele erupții în teritoriul Munților Gutîi — pînă în pliocenul superior, fie că aceasta reprezintă un interval mult mai scurt, între cele două complexe stratigrafice existînd o lacună de sedimentare. Față de cele expuse mai sus, cea de a doua alternativă ni se pare mai probabilă, dar aceasta înseamnă că depozitele paleogene au constituit un relief exondat o perioadă lungă de timp, echivalentă miocenului. În funcție de aceste considerente, evoluția paleogeografică a teritoriului ar putea fi schițată în felul următor (fig. 4) :

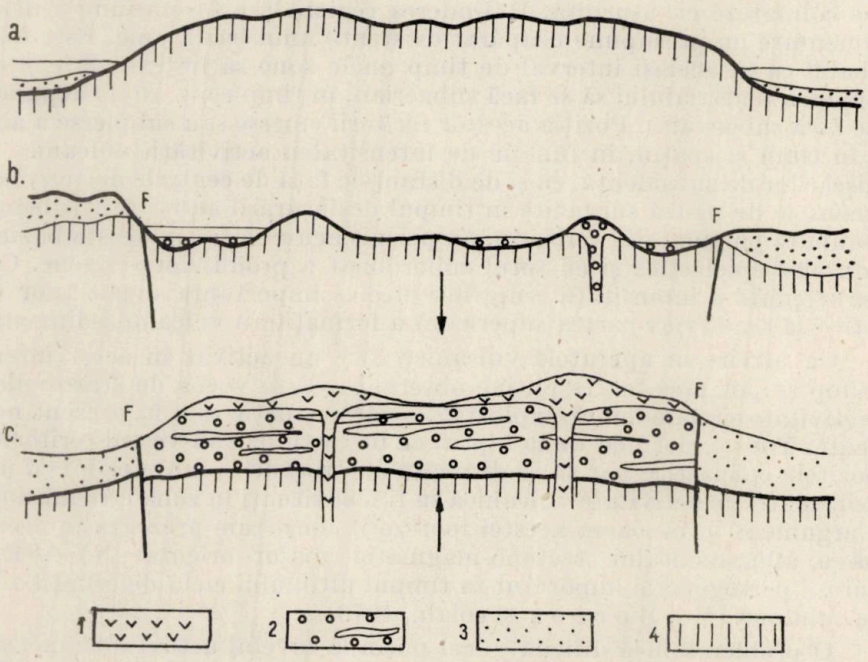


Fig. 4. — Schema principalelor etape de evoluție geologică a părții nordice a Munților Gutîi.

1, Andezite piroxenice: *2*, formațiunea vulcano-sedimentară; *3*, roci sedimentare neogene; *4*, paleogen.

o primă perioadă corespunzătoare intervalului de timp menționat, în partea de nord a actualului masiv vulcanic a existat un teritoriu exondat. Către sfîrșitul pannonianului, acest bloc rigid a început să se scufunde, provocînd apariția, la contactul cu bazinele sedimentare deja colmatate, a unor linii de fracturi. Mișcarea de subsidență a favorizat în interiorul teritoriului apariția unor bazine puțin adînci. Concomitent, mișcările tectonice rupturale au favorizat declanșarea activității vulcanice și implicit începerea depunerii formațiunii vulcano-sedimentare. La sfîrșitul ponțianului sau începutul pliocenului superior întregul teritoriu a fost exondat, în plus sensul mișcărilor de basculă s-a inversat, producîndu-se o mișcare de ridicare în bloc a masivului, care s-a accentuat treptat spre finele activității vulcanice. Aceste procese au fost utilizate de R ă d u l e s c u și L a n g (1973) la explicarea formării morfologiei actuale, cu apariția unui

puternic abrupt la contactul cu formațiunile sedimentare și a depozitelor de material coluvial care bordează masivul eruptiv.

Față de acest mod de evoluție prezentat, este probabil că în realitate procesele geologice să se fi desfășurat mult mai complex. Astfel nu este exclus ca depozitele paleogene interceptate în foraj să se găsească de fapt în poziție tectonică și să reprezinte continuarea spre NV a sistemului de pînze care apar la zi în zona Botizei și care au luat naștere în miocenul inferior, ca urmare a mișcărilor orogenice stirice vechi. Plasarea rădăcinii acestei pînze în partea de est a teritoriului poate fi corelată cu formarea ulterioară a fracturii majore orientate NV-SE, responsabilă de declanșarea și întreținerea activității vulcanice în ciclul III de erupții. Într-o asemenea interpretare, ivirile de paleogen din partea sudică a Munților Gutîi (văile Mesteacănului, Ulmoasa, Romanilor) nu ar reprezenta, așa cum s-a afirmat pînă acum, resturile unei creste inițial exondate, ci zona de frunte a pînzei. Este de la sine înțeles că toate aceste interpretări, bazate pe observații provenind dintr-un singur punct — forajul din Valea Rea —, nu pot constitui decît ipoteze de lucru, dar aprofundarea cercetărilor în aceste direcții este necesară, întrucît pot fi aduse noi contribuții în vederea descifrării evoluției geologice a întregului masiv.

Revenind la modul de desfășurare a proceselor vulcanice în partea nordică a Munților Gutîi, este evident că acestea pot fi grupate în două perioade distincte. Un prim interval de timp corespunde acumulării formațiunii vulcano-sedimentare, iar un al doilea este corespunzător activității vulcanice cu caracter preponderent efuziv. Sau, folosind nomenclatura utilizată în lanțul Călimani-Gurghiu-Harghita (D. Rădulescu și colab., 1964, 1973), ne aflăm și aici în prezența unui compartiment inferior vulcano-sedimentar și a unui compartiment superior vulcanic. Se evidențiază astfel importante asemănări între felul cum au evoluat fenomenele geologice în cele două unități. Rezultă că activitatea vulcanică desfășurată în partea nordică a Munților Gutîi a urmat aceleași legi de evoluție — în timpul ciclului III de erupții — ca și în lanțul Călimani-Gurghiu-Harghita, iar pe de altă parte, că această activitate se deosebește de cea desfășurată în partea sudică a masivului.

FORMATION VOLCANO-SÉDIMENTAIRE PONTIENNE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DES MONTS GUTÎI

RÉSUMÉ

Dans la partie septentrionale du massif Gutîi la suprastructure est constituée d'andésites pyroxéniques d'âge pontien-pliocène supérieur. De dessous ces couches d'andésites apparaissent parfois, surtout dans les vallées profondes, des dépôts volcaniques et terrigènes qui constituent une formation volcano-sédimentaire, à extension régionale. Les plus nombreux affleurements apparaissent sur la bordure occidentale du massif dans le bassin de Valea Rea et dans le bassin de la vallée Săpînța (pl. 1). À la constitution de cette formation participent des pyroclastites fines et grossières, accumulées en milieu subaérien ou subaquatique, des épicla-

stites et, de manière subordonnée, des roches sédimentaires. Le matériel volcanique est représenté exclusivement par des andésites pyroxéniques fraîches ou en différents états d'altération. Les niveaux épiclastiques peuvent être constitués de grès, microconglomérats, conglomérats andésitiques, à fragments frais, argilisés ou limonitisés et à ciment pélitique argileux. Les rares intercalations terrigènes sont représentées par des marnes argileuses dépourvues de débris organiques. Le forage implanté dans Valea Rea a traversé la formation volcano-sédimentaire sur une épaisseur de 850 m, la colonne stratigraphique étant constituée schématiquement par : le niveau volcanique supérieur (0—95 m), le complexe supérieur de roches volcaniques et épiclastiques (95—171,8 m), le niveau volcanique inférieur (171,8—470,9 m), le complexe épiclastique intermédiaire (471,9—677 m), le complexe mixte (677—801 m) et le complexe épiclastique inférieur (801—948 m). À la partie basale de la formation apparaissent des dépôts sédimentaires d'âge paléogène (établi à base de microfaune).

Le forage autant que les plus importantes coupes révèlent que le passage de la formation volcano-sédimentaire aux andésites pyroxéniques du Pontien-Pliocène supérieur a lieu, le plus souvent, progressivement, par l'intercalation de quelques niveaux de laves pyroclastiques.

La manière dont les volcanites sont distribuées et dont elles se présentent dans la partie septentrionale des Monts Gutîi trahit l'existence de deux périodes d'activité volcanique distinctes, l'une correspondant à l'accumulation de la formation volcano-sédimentaire qui se caractérise par un volcanisme prépondérant explosif et l'autre dont l'activité volcanique devint effusive, quand ont été mises en place les andésites pyroxéniques du Pontien-Pliocène supérieur. Cette manière de développement du volcanisme se distingue de celle du sud des Monts Gutîi mais se rapproche de celle de la chaîne de Călimani-Gurghiu-Harghita.

Dans le cadre de la formation volcano-sédimentaire les produits se sont accumulés alternativement, en milieu subaérien et subaquatique, fait qui trahit des mouvements de subsidence lents et intermittents qui ont engendré des bassins peu profonds faciles à colmater. L'accroissement progressif de l'intensité des éruptions entraîne la réduction des dépôts épiclastiques vers la partie supérieure de la formation.

L'âge de la formation volcano-sédimentaire est encore difficile à établir. Le fait que les dépôts miocènes des bassins avoisinants ne comportent pas des intercalations de cette formation serait un indice que celle-ci s'est constituée après le colmatage des bassins, c'est-à-dire vers la fin du Pannonien et au cours du Pontien. L'absence des dépôts miocènes en dessous de la formation volcano-sédimentaire dans le forage de Valea Rea pourrait indiquer que le Paléogène a constitué un territoire exondé qui n'a commencé à s'affaisser que vers la fin du Pannonien, provoquant au contact avec les bassins de sédimentation l'apparition de quelques failles. Les mouvements rupturaux ont favorisé le déclenchement de l'activité volcanique et implicitement l'accumulation de la formation volcano-sédimentaire. À la fin du Pontien ou au début du Pliocène supérieur le territoire dans son ensemble a été exondé, à la fin survenant aussi un exhaussement en bloc du massif éruptif, qui a conduit à l'apparition de l'actuelle morphologie.

BIBLIOGRAFIE

BORCOȘ M., LANG B., PELTZ S., STAN N. (1973), *Volcanisme néogène des Monts Gutăi*, Rev. roum. Géol, Géophys Géogr., Sér. Géol., **17**, *1*,

LANG B. (1973), *Observații asupra formațiunilor geologice străbătute de forajul din Valea Rea (Munții Gutii)*, Anal. Univ. Buc., Seria. geol., **XXII**.

RĂDULESCU D., VASILESCU AL., PELTZ S., PELTZ MARGARETA (1964), *Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Munților Gurghiu*, An. Com. geol., **XXXIII**.

RĂDULESCU D., PELTZ S., POPESCU A. (1973), *Lower Compartment of the Structure of the Călimani, Gurghiu, Harghita Mountains: the Volcano-Sedimentary Formation*, An. Inst. geol., **LXI**.

RĂDULESCU D., LANG B. (1973), *Sugestii privind interpretarea structurii geologice a părții de nord a Munților Gutii*, D.S. Inst. geol., **LIX**, *5*.

Primit în redacție la 10 mai 1973

Institutul geologic

CERCETĂRI ŞI EXPERIMENTĂRI PRIVIND FOLOSIREA SISTEMELOR DE PRELUCRARE AUTOMATĂ A DATELOR ÎN STUDIUL CALITATIV AL ZĂCĂMINTELOR FILONIENE DE MINEREURI, CALCULUL REZERVELOR ŞI EVALUAREA ECONOMICĂ A ACESTORA

DE

IULIU SILAŞ, IOAN DRĂGHICI

55(05)

INTRODUCERE

În cursul cercetării zăcămintelor se acumulează un număr imens de date primare. În urma prelucrării acestor date se pot obţine numeroase informaţii dintre care, sub aspect economic, un interes deosebit prezintă cele referitoare la :

— distribuţia spaţială a mineralizaţiei ;
— legătura corelativă dintre parametri zăcămintelor ;
— legea de distribuţie a caracteristicilor zăcămintelor ;
— estimarea cantităţii şi calităţii rezervelor de minereu, cu indicarea preciziei acestor estimări ;
— eficienţa economică a valorificării rezervelor calculate.

Rezolvarea acestor probleme reclamă numeroase calcule a căror efectuare cu ajutorul mijloacelor tehnice clasice răpeşte foarte mult timp cadrelor de geologi şi ingineri, în dauna activităţii creatoare a acestora. Pentru a sugera amploarea acestei munci, este suficient să amintim că la noi în ţară sînt peste 1 000 de zăcăminte de diferite substanţe minerale utile, ale căror rezerve se calculează (actualizează) anual, ceea ce presupune prelucrarea a cîte 1 000, pînă la sute de mii de date primare de fiecare zăcămînt. Introducerea prelucrării automate a datelor în calculul rezervelor, studiul calitativ al zăcămintelor şi evaluarea economică-industrială a acestora va conduce la :

— reducerea duratei de elaborare a documentaţiilor ;
— mărirea preciziei în evaluarea rezervelor, prin folosirea unor metode de calcul mai complexe şi excluderea erorilor de calcul ;

St. cerc., geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 353–396, Bucureşti, 1973

— eliberarea geologilor și inginerilor de un volum mare de calcule, în folosul muncii lor creatoare;

— elaborarea calculelor într-un număr mare de variante, din care să se aleagă cea mai rațională.

În scopul atingerii acestor obiective în termen cît mai scurt, în exercitarea atribuției sale principale de îndrumare științifică și metodologică a constituirii fondului național de rezerve geologice, Comisia republicană de rezerve geologice a inițiat, din anul 1971, împreună cu Institutul central pentru sisteme de conducere cu mijloace de automatizare din cadrul Consiliului național pentru știință și tehnologie acțiuni ample și sistematice în vederea introducerii tehnicii electronice în calculul rezervelor de substanțe minerale utile și evaluarea economică-industrială a zăcămintelor.

Pînă în prezent s-a proiectat și verificat pe cîte un exemplu concret sistemul informatic care asigură automatizarea calculelor referitoare la următoarele probleme:

— distribuția spațială a mineralizației în zăcăminte, și anume pentru cele filoniene sau stratiforme în spațiul bidimensional, iar pentru zăcămintele izometrice (cu cele trei dimensiuni comparabile între ele, de exemplu stockuri, volburi sau lentile) în spațiul tridimensional (analiza trend);

— studiul legăturii dintre parametrii unui zăcămînt cu ajutorul analizei corelative liniare simple și multiple;

— stabilirea legii de distribuție a conținutului în componenți utili;

— calculul rezervelor geologice pentru zăcămintele de minereuri filoniene și în mai multe variante de conținut limită pentru zăcămintele care nu au limite naturale distincte;

— evaluarea preciziei estimării cantității și calității rezervelor;

— analiza economică-industrială a rezervelor, la nivelul sectorului minier și chimic-metalurgic.

În lucrarea de față se prezintă rezultatele obținute în anul 1971.

PARTEA I

ENUNȚUL PROBLEMELOR TRATATE ȘI MODELAREA MATEMATICĂ

În cele ce urmează se vor enunța problemele abordate în cursul anului 1971, indicîndu-se modelul matematic folosit pentru rezolvarea lor. Înainte de a trece la descrierea propriu-zisă, subliniem faptul că, indiferent de problema urmărită pentru un anumit zăcămînt, s-au înregistrat datele primare necesare rezolvării tuturor problemelor care se pot pune în prezent și celor care se întrevăd în viitor.

1. DISTRIBUȚIA ÎN SPAȚIUL CU DOUĂ DIMENSIUNI A MINERALIZAȚIEI ZĂCĂMINTELOR FILONIENE ȘI STRATIFORME

În cursul cercetării zăcămintelor, valorile caracteristicilor acestora se măsoară în puncte izolate, prin recoltare de probe din lucrările miniere și din forajele executate. Distanța dintre punctele de probare (puncte de

cunoaştere) variază, în funcţie de stadiul cercetării şi de tipul zăcămintelor, de la zeci la sute de metri. Aceste informaţii „locale" nu pot da, în sine, răspuns la numeroasele probleme pe care le ridică practica.

De aceea, este necesar ca pe baza valorilor unei caracteristici a zăcămîntului, măsurate în puncte izolate, să se estimeze valoarea acestei caracteristici în toate punctele zăcămîntului, tendinţele de variaţie în afara conturului lucrărilor executate şi valorile medii pe porţiuni din zăcămînt (pe panouri).

Fie A valoarea unei caracteristici (grosime, conţinutul într-un anumit component util, greutatea volumetrică etc.) măsurate în punctul P. Valoarea A variază odată cu punctul P, deci se poate scrie :

$$A = \mathrm{f}(P)$$

Poziţia punctului P se defineşte cu una, două sau trei coordonate, după cum studiul variaţiei caracteristicii se face pe o dreaptă, în plan, sau în spaţiul tridimensional. În cazul zăcămintelor filoniene şi stratiforme, studiul mineralizaţiei se face în planul lor, deci în acest caz :

$$A = \mathrm{f}(x, y)$$

Forma funcţiei f (x, y) depinde de condiţiile geologice concrete ale zăcămîntului examinat. În practică se folosesc polinoame pentru fenomenele neperiodice şi funcţii trigonometrice pentru cele periodice. În cazul zăcămintelor de care ne ocupăm se vor lua polinoame.

Fie A_i valorile unei caracteristici măsurate în punctele P_i (x_i, y_i) $(i = 1,2, \ldots, N)$, coordonatele x_i, y_i fiind raportate la un sistem de axe rectangulare, arbitrar alese în planul zăcămîntului. Ne propunem să determinăm o suprafaţă polinomială de gradul n, cea mai apropiată de punctele P_i (x_i, y_i, A_i), în sensul abaterii pătratice minime. Fie această suprafaţă:

$$A = P_n(x, y) = \sum_{i+j=0}^{n} a_{ij}\, x^i\, y^j \qquad (1)$$

Polinomul (1) conţine $\dfrac{(n+1)(n+2)}{2}$ coeficienţi a_{ij}, care se determină prin metoda celor mai mici patrate, adică rezolvînd sistemul :

$$\begin{Vmatrix} N & \Sigma x_i & \Sigma y_i & \ldots & \Sigma y_i^n \\ \Sigma x_i & \Sigma x_i^2 & \Sigma x_i y_i & \ldots & \Sigma x_i y_i^n \\ & & & & \\ \Sigma y_i^n & \Sigma x_i y_i^n & \Sigma y_i^{n+1} & \ldots & \Sigma y_i^{2n} \end{Vmatrix} \begin{Vmatrix} a_{00} \\ a_{10} \\ \vdots \\ a_{0n} \end{Vmatrix} = \begin{Vmatrix} \Sigma A_i \\ \Sigma x_i A_i \\ \vdots \\ \Sigma y_i^n A_i \end{Vmatrix} \qquad (2)$$

Gradul n al polinomului (1) este limitat atît superior, cît şi inferior. Pentru ca sistemul (2) să fie determinat este necesar ca numărul coefi-

cienților a_{ij} să nu depășească numărul punctelor de cunoaștere N, adică :

$$\frac{(n+1)(n+2)}{2} \leqslant N.$$

Pe de altă parte, gradul polinomului trebuie să asigure o precizie suficientă estimării variabilei A. Practic, această ultimă condiție este asigurată dacă este îndeplinită inegalitatea :

$$T_n = \frac{S_n}{N\sigma^2} \leqslant 0{,}5,$$

unde

$$S_n = \sum_{i=1}^{N} [A_i - P_n(x_i, y_i)]^2$$

σ^2 = dispersia valorilor A_i (i = 1, . . . , N).

După determinarea polinomului (1), intersectînd suprafața $A = P_n(x, y)$ cu planele $A = A_0 + K\triangle A$, unde A_0 și $\triangle A$ sînt constante, iar K = =1,2,..., se obțin o serie de curbe de nivel, care proiectate în planul *xoy* constituie așa-numita *hartă de tendință*.

În cadrul lucrării s-au determinat polinoame pînă la gradul 9 (55 de coeficienți) și s-au construit hărțile de tendință pentru mai multe valori ale celor 7 caracteristici studiate.

Hărțile de tendință au numeroase aplicații practice, dintre care amintim cîteva.

CLASIFICAREA REZERVELOR GEOLOGICE ÎN GRUPELE DE BILANȚ ȘI ÎN AFARĂ DE BILANȚ

După posibilitățile de valorificare, rezervele geologice se clasifică în grupele de bilanț (valorificabile în prezent) și în afară de bilanț (valorificabile în viitor, dar în prezent nu).

În fiecare punct de probare dintr-un zăcămînt se determină conținutul în componenți utili. Însumînd valoarea economică a tuturor componenților utili recuperabili și raportînd la această sumă cheltuielile de extracție, preparare și prelucrare metalurgică, se obține, în fiecare punct de probare, o nouă variabilă : indicatorul de cheltuieli în lei cheltuiți/1 leu marfă. Trasînd hărțile de tendință pentru această variabilă, se pot separa în zăcămînt zone bogate de cele sărace, deci se pot separa rezervele în cele două grupe.

SEPARAREA REZERVELOR ÎN SORTURI INDUSTRIALE

În numeroase zăcăminte metalifere din țara noastră are loc o trecere a mineralizației de la un sort la altul pe verticală. Astfel, în multe zăcăminte aparținînd vulcanismului neogen din regiunea Baia Mare, minera-

lizația este auriferă în partea superioară, trece la polimetalică spre adîncime, iar în continuare ea devine cupriferă. Separarea sorturilor are o importanță economică deosebită, sub aspectul valorificării raționale a zăcămintelor. Cercetarea zăcămintelor realizîndu-se în puncte izolate, numai pe baza lor nu se poate trasa frontiera de separare a două sorturi învecinate. Acest lucru se poate realiza ușor cu ajutorul hărților de tendință.

Pentru fixarea ideilor, ne limităm la separarea sortului aurifer de cel polimetalic. Fie p_1 și p_2 prețul de cost al extracției, preparării și prelucrării metalurgice a unei tone de minereu, respectiv v_1 și v_2 valoarea produselor care se pot obține dintr-o tonă de minereu, în cele două variante de prelucrare: ca minereu aurifer, respectiv complex (polimetalic). Beneficiul pe tona de minereu în cele două variante de prelucrare este:

$$B_1 = v_1 - p_1$$

$$B_2 = v_2 - p_2$$

Se calculează în fiecare punct de probare diferența:

$$d = B_2 - B_1$$

și se trasează izoliniile de tendință ale variabilei d, care conduc imediat la separarea sorturilor industriale:

— izoliniile de valoare $d = 0$ constituie limita dintre cele două sorturi;

— în zonele cu $d > 0$, minereul este complex, iar în cele cu $d < 0$, el trebuie atribuit sortului aurifer.

Trasarea conturului rezervelor în afara zonelor cercetate (extrapolarea rezervelor)

În practica calculării rezervelor geologice, linia poligonală închisă, trasată prin punctele de cunoaștere extreme care au interceptat minereu valorificabil este denumită conturul interior al rezervelor. Dar mineralizația nu se termină brusc în aceste puncte. De aceea se calculează și rezerve „extrapolate" în afara conturului interior. Frontiera rezervelor extrapolate este denumită contur exterior. Acest ultim contur, de regulă, se trasează empiric, iar zonelor extrapolate li se atribuie valorile medii ale caracteristicilor mineralizației din lucrările de pe conturul interior. Hărțile de tendință, construite și în afara conturului interior, permit o estimare mai aproape de realitate a rezervelor extrapolate. Funcția de tendință nu permite numai o conturare mai exactă a rezervelor extrapolate, ci și calculul valorii medii a caracteristicilor lor, cu ajutorul relației (3):

$$\overline{A} = \frac{1}{S} \iint_D P_n(x, y)\, dx\, dy \qquad (3)$$

D = domeniul bidimensional în care s-au extrapolat rezervele

S = aria domeniului D.

Orientarea lucrărilor de cercetare geologică în direcțiile favorabile dezvoltării mineralizației

Prelungind izoliniile de tendință în afara conturului lucrărilor geologice executate, se obțin indicații prețioase în legătură cu cercetările viitoare.

2. STUDIUL LEGĂTURII CORELATIVE DINTRE CARACTERISTICILE ZĂCĂMINTELOR

În scopul stabilirii modului de asociere a diferitelor minerale, a determinării conținutului în componenți utili accesorii și a reducerii numărului de analize chimice pentru aceștia, este deosebit de utilă analiza corelației dintre caracteristicile zăcămintelor. S-a efectuat analiza corelativă liniară simplă în 1971 și multiplă în anul 1972.

Coeficientul de corelație liniară simplă s-a calculat pentru toate perechile posibile de parametri : grosime (A_0) și conținutul în 6 componenți utili (A_1 = Au, A_2 = Ag, A_3 = Pb, A_4 = Zn, A_5 = Cu, A_6 = S), cu ajutorul relației (4) :

$$r_{jk} = \frac{\sum_{i=1}^{N} (A_{ji} - \overline{A}_j)(A_{ki} - \overline{A}_k)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (A_{ji} - \overline{A}_j)^2 \sum_{i=1}^{N} (A_{ki} - \overline{A}_k)^2}} \tag{4}$$

$(j, k = 0,1, \ldots, 6)$

Pentru verificarea ipotezei $H_0 : r_{jk} = 0$, s-a folosit următorul criteriu de semnificație :

S-a calculat valoarea :

$$t = \frac{|r_{jk}|}{\sqrt{1 - r_{jk}^2}} \sqrt{N - 2} \tag{5}$$

care s-a comparat cu valoarea tabelară $t_{q,N-2}$ din distribuția Student, la un nivel de semnificație $q = 0,05$, și $N-2$ grade de libertate.

Dacă $t > t_{q,N-2}$, s-a admis că r_{jk} diferă semnificativ de zero, deci între caracteristicile A_j și A_k există o legătură corelativă liniară, iar dacă $t \leqslant t_{q,N-2}$, această legătură nu are loc.

3. LEGEA DE DISTRIBUȚIE STATISTICĂ A CONȚINUTULUI ÎN COMPONENȚI UTILI

Una din problemele fundamentale ale calculului rezervelor este stabilirea cît mai aproape de realitate a calității lor. Rezervele nu se calculează pe total zăcămînt, ci pe anumite porțiuni restrînse ale acestuia, constituind unități independente de exploatare, numite panoui, sau blo-

curi. Chiar dacă pe total zăcămînt există un număr suficient de mare de puncte de cunoaştere, pe cîte un panou revin puţine asemenea puncte. Volumul selecţiei pe fiecare panou fiind mic, media de selecţie se poate abate mult de la media reală, ceea ce practic se întîmplă deseori. În practica evaluării rezervelor, conţinuturile medii se calculează ca medie aritmetică, medie ponderată după grosime sau după grosime şi lungimea sau suprafaţa de influenţă a punctului de probare. Distribuţia empirică a conţinutului în componenţi utili prezintă totdeauna o asimetrie pozitivă. În asemenea cazuri, media aritmetică este mai mare decît mediana, iar aceasta depăşeşte modul. În cazul corelaţiei directe dintre grosime şi conţinutul în componenţi utili, media ponderată după grosime depăşeşte media aritmetică.

Pentru eliminarea neajunsurilor pe care le prezintă diferitele medii ale selecţiilor de volum foarte mic, s-a stabilit densitatea de probabilitate $f(A)$ a fiecărei caracteristici şi s-a calculat media teoretică corespunzătoare $\overline{A}_0$

$$\overline{A}_0 = \int_{A_{min}}^{A_{max}} Af(A)\, dA \tag{6}$$

Determinarea funcţiei de distribuţie s-a făcut printr-un proces de normalizare, utilizîndu-se schimbări de variabile de forma $X = (\ln 100\, A)^{\alpha}$.

Pentru α s-au luat valori succesive crescătoare sau descrescătoare pînă cînd s-a verificat ipoteza concordanţei distribuţiei variabilei X cu distribuţia normală. Verificarea ipotezei s-a făcut prin criteriul χ^2.

Distribuţia variabilei X fiind normală, s-a scris densitatea de probabilitate a variabilei A :

$$f(A) = \frac{\alpha (\ln 100\, A)^{\alpha-1}}{\sigma_x \sqrt{2\pi}\, A} \cdot e - \frac{[(\ln 100A)^{\alpha} - \overline{x}]^2}{2\sigma_x^2} \tag{7}$$

4. CALCULUL REZERVELOR GEOLOGICE

Rezervele se determină pe panouri, apoi se însumează pe categorii, grupe şi pe total zăcămînt. Stabilirea rezervelor presupune determinarea cantităţii de minereu şi conţinutul acestuia în fiecare component util. Cantitatea de minereu se calculează ca produsul dintre lungimea şi înălţimea panoului cu valoarea medie a grosimii şi a greutăţii volumetrice. Rezervele s-au calculat în 4 variante de determinare a conţinuturilor medii :

Varianta I — media aritmetică

Varianta II — media ponderată după grosime

Varianta III — media ponderată după grosime şi inversul numărului de panouri la care aparţine proba

Varianta IV — media corespunzătoare legii de distribuţie.

Formulele de calcul utilizate pentru determinarea rezervelor pe panouri sînt următoarele:

Grosimea medie:

$$\overline{G}_k = \frac{\sum\limits_{i \in M_k} G_i}{N_k} \tag{8}$$

Conținuturile medii:

— Media aritmetică:

$$\overline{A}_k = \frac{\sum\limits_{i \in M_k} A_i}{N_k} \tag{9}$$

— Media ponderată după grosime:

$$\overline{A}_{kG} = \frac{\sum\limits_{i \in M_k} G_i A_i}{\sum\limits_{i \in M_k} G_i} \tag{10}$$

— Media ponderată după grosime și inversul numărului de panouri la care aparține proba:

$$\overline{A}_{kGN} = \frac{\sum\limits_{i \in M_k} \frac{1}{N_i} G_i A_i}{\sum\limits_{i \in M_k} \frac{1}{N_i} G_i} \tag{11}$$

— Media teoretică:

$$\overline{A}_{kT} = \lambda \overline{A}_k \tag{12}$$

unde

$$\lambda = \frac{N \int_{A_{min}}^{A_{max}} A f(A)\, dA}{\sum\limits_{i=1}^{N} A_i} \tag{13}$$

În relațiile (8) — (12) s-a notat:

K — codul panoului

N_k — numărul probelor pe panoul K

M_k — mulţimea probelor aferente panoului K
N_i — numărul total al panourilor la care aparţine proba i
N — numărul total al probelor pe zăcămînt.

Rezervele de minereu pe panouri şi cumulate s-au calculat cu relaţiile :

— pe panouri $R_k = L_k \,.\, I_k \,.\, \bar{G}_k \,.\, \gamma$ (14)

— cumulat $R = \sum\limits_k R_k$ (15)

L_k — lungimea panoului K
I_k — lăţimea panoului K
γ — greutatea volumetrică medie

Cantitatea de componenţi utili $C_{jk} (j = 1,2, \ldots, 6)$:

— pe panouri $C_{jk} = 10\,\beta_j \,.\, R_k\, \overline{A}_{jk}$ (16)

$$\beta_j = \begin{cases} 3 \text{ pentru } j = 1,2 \ (A_1 \text{ şi } A_2) \\ 2 \text{ pentru } j = 3, 4, 5, 6. \end{cases}$$

— cumulat $C_j = \sum\limits_k C_{jk}$ (17)

Conţinutul mediu al rezervelor cumulate :

$$\overline{A}_j = \frac{10\,\beta_j \sum\limits_k C_{jk}}{\sum\limits_k R_k} \tag{18}$$

5. STABILIREA PRECIZIEI CU CARE A FOST ESTIMATĂ CANTITATEA ŞI CALITATEA REZERVELOR

Parametrii de calcul ai rezervelor sînt medii de selecţie, rezultate dintr-un număr relativ redus de determinări. Datorită acestui fapt, rezervele calculate nu coincid cu cele reale. În asemenea condiţii, interesează în mod deosebit precizia estimărilor făcute, care se exprimă cu ajutorul intervalului de încredere, cu limita inferioară :

$$\overline{A} - \frac{t_{q,N-1}\,\sigma}{\sqrt{N}} \sqrt{\frac{S - Ns}{S - s}} \tag{19}$$

q — probabilitatea ca valoarea reală a parametrului să cadă în afara intervalului de încredere
N — numărul probelor
$\overline{A}$ — media aritmetică a valorilor caracteristicii A
σ — abaterea media patratică a caracteristicii A
S — suprafaţa de zăcămînt pe care se determină precizia estimării rezervelor
s — suprafaţa de zăcămînt pe care A se menţine constant
$t_{q,N-1}$ — valoare tabelară corespunzătoare distribuţiei Student.

Limita inferioară a intervalului de încredere, exprimată în procente față de media $\overline{A}$, am numit-o grad de certitudine p, deci:

$$p = 100 - \frac{100\, t_{q,N-1}\sigma}{\overline{A}\sqrt{N}} \sqrt{\frac{S - Ns}{S - s}} \tag{20}$$

S-a calculat gradul de certitudine a cantității rezervelor de minereu, a conținutului în componenți utili și a cantității de componenți utili, atît pe panouri, cît și pe rezerve cumulate, după ce, în prealabil, panourile au fost ordonate după valoarea descrescătoare a gradului de certitudine.

Gradul de certitudine pe panouri și pe rezerve cumulate s-a calculat cu relația (20) adaptată în mod corespunzător.

Pe panoul K:

$$\sigma = \sigma_k = \sqrt{\frac{\sum\limits_{i \in M_k} (A_i - \overline{A}_k)^2}{N_k - 1}}$$

$$N = N_k$$

$$S = S_k = L_k \,.\, L_k$$

$$\overline{A}_k = \frac{\sum\limits_{i \in M_k} A_i}{N_k}$$

Pe rezervele cumulate ale primelor α panouri:

$$\sigma = \sigma_\alpha = \sqrt{\frac{\sum\limits_{i \in M_\alpha} (A_i - \overline{A}_\alpha)^2}{N_\alpha - 1}}$$

$N = N_\alpha$ = numărul probelor aparținînd primelor α panouri, considerînd fiecare probă o singură dată

$$S = S_\alpha = \sum_{i=1}^{\alpha} S_i$$

$$\overline{A}_\alpha = \frac{\sum\limits_{i \in M_\alpha} A_i}{N_\alpha}$$

$$M_\alpha = \bigcup_{1 \leqslant i \leqslant \alpha} M_{k_i}$$

6. EVALUAREA ECONOMICĂ-INDUSTRIALĂ A REZERVELOR

În vederea stabilirii eficienței economice a valorificării rezervelor și clasificării lor în grupele de bilanț și în afară de bilanț, s-a determinat, pe fiecare panou și pe rezervele cumulate, ordonate după valoarea economică descrescătoare, în toate cele 4 variante de calcul:

a) La nivelul sectorului minier:
- — rezervele geologice
- — rezervele industriale
- — produsele în concentrate pe elemente și echivalate în Au.
- — cheltuielile de extracție și preparare
- — valoarea produselor în concentrate
- — beneficiul
- — indicele de cheltuieli în lei/1 leu marfă
- — prețul de cost al produselor în concentrate.

b) La nivelul sectorului chimic-metalurgic:
- — cantitatea de produse chimic-metalurgice pe elemente și echivalate în Au.
- — cheltuielile de extracție, preparare și prelucrare metalurgică
- — valoarea produselor chimic-metalurgice
- — beneficiul
- — indicele de cheltuieli în lei/1 leu marfă
- — prețul de cost al produselor chimic-metalurgice
- — cursul de revenire în lei/$
- — cursul de revenire în lei/1 leu valută.

Datorită numărului mare de indicatori economici stabiliți și a modului în care au fost prezentate rezultatele se poate lua ușor o decizie privind separarea rezervelor valorificabile, putîndu-se totodată citi direct din tabele, fără calcule suplimentare, toate consecințele criteriului economic adoptat.

Astfel, spre exemplu, dacă se admite încadrarea în bilanț a rezervelor care pe ansamblu asigură un anumit preț de cost la nivelul sectorului minier, din tabele se citește direct:
- — cantitatea și calitatea rezervelor de bilanț
- — cantitățile de metale recuperabile
- — prețul de cost a produselor miniere
- — beneficiul la nivelul sectorului minier și chimic-metalurgic
- — prețul de cost pe cel mai sărac panou admis în bilanț
- — cursul de revenire pe total rezerve și pe cel mai sărac panou admis în bilanț.

Calculele economice se bazează pe 80 de formule. Pentru a nu mări prea mult volumul lucrării, nu prezentăm aceste formule.

PARTEA a II-a

Pentru rezolvarea tuturor problemelor expuse în prima parte a lucrării privind zăcămintele de tip filonian, s-a proiectat și construit un sistem informatic, care a fost implementat atît pe un sistem de calcul FELIX C—256, precum și pe un sistem de calcul IBM—360.

Sistemul informatic numit Z-GEO-F (zăcămînt geologic filonian) a fost conceput ca un sistem integrat cu o bază unică de date şi un set de proceduri (programe) scrise în FORTRAN cu parametri de legătură între ele, care facilitează expoatarea sistemului. Există posibilitatea realizării şi introducerii de noi proceduri care să utilizeze informaţii din baza de date.

Parametrii de lucru, cît şi cei de legătură pentru fiecare procedură sînt înregistraţi anterior în baza de date, ceea ce face ca întregul sistem să se autodirijeze în exploatare pentru a se obţine orice situaţie dorită de utilizator, cu intervenţii minime din partea operatorului.

A. DESCRIEREA SISTEMULUI

A.1. CONSIDERAŢII GENERALE

Din prima parte a lucrării se desprinde faptul că pentru zăcămintele studiate se cere atît o analiză calitativă privind gradul de mineralizaţie, distribuţia zonală şi tendinţele de dezvoltare a mineralizaţiei, cît şi o analiză cantitativă privind rezervele şi analiza economică de valorificare — la nivelul sectorului minier — şi de prelucrare — la nivelul sectorului chimic-metalurgic. În acest sens se poate spune că sistemul informatic se compune din două părţi : una privind analiza calitativă a zăcămîntului, iar cealaltă, analiza cantitativă.

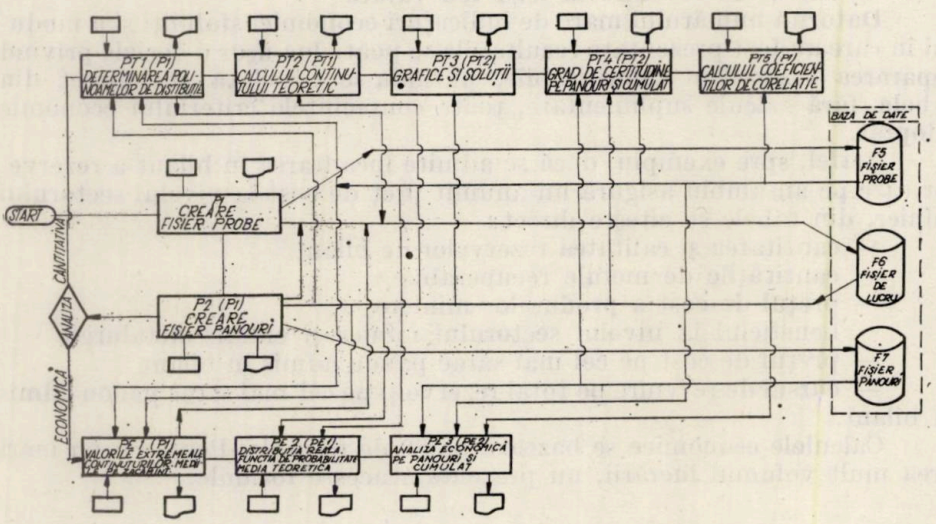


Fig. 1. — Schema funcţională a sistemului Z-GEO-F în care sînt reprezntate programele de calcul şi legăturile lor cu baza de date.

În figura 1 este prezentată schema generală de prelucrare a sistemului Z-GEO-F. În această schemă, dreptunghiurile reprezintă procedurile care realizează funcţiunile menţionate în interiorul acestor dreptunghiuri.

Pe primul rînd al fiecărui dreptunghi este scris numele simbolic al procedurii, urmat în paranteză de numele simbolic al procedurii care trebuie executată, obligatoriu, anterior în sistem. Această ultimă procedură o vom numi precedenta celei dintîi.

Fiecare procedură este prevăzută cu o „poartă de intrare", care îi permite intrarea în execuţie numai dacă procedura precedentă ei a fost executată. În cazul în care procedura precedentă nu a fost executată, sistemul trece automat la execuţia acesteia, anunţînd operatorul să pregătească datele corespunzătoare, dacă este cazul.

A.2. ORGANIZAREA BAZEI DE DATE

Baza de date cuprinde trei fişiere, şi anume :

a. Fişierul de probe notat F5, organizat direct, conţine toate informaţiile privind proba geologică şi unele informaţii de legătură între proba geologică şi panourile cărora le aparţine proba geologică.

Structura înregistrării din fişierul F5 este dată în figura 2.

F4	I4	I2	I2	I2	I2	I2	I2	----	I2	I2	F4	F4	----	F4
FL	COD	NPR	NA	X	Y	P1	J1	----	PNB	VNB	A1	A2	----	ANS
1	2	3	4	5	6	7	8	----		M			----	N

Fig. 2. — Structura înregistrărilor din fişierul F5 în care sînt înregistrate probele geologice şi legăturile lor cu panourile.

Notaţiile din figura 2 au următoarea semnificaţie :

I2 — număr întreg de lungime 2 ;

I4 — număr întreg de lungime 4 ;

F4 — număr real de lungime 4 ;

FL — aşa-numita lungime de influenţă a probei şi reprezintă suma semidistanţelor dintre punctul de recoltare a probei respective şi punctele de recoltare vecine de pe latura aceluiaşi panou. Acest parametru se calculează după crearea fişierului, printr-un program care este eficient numai dacă punctele de probare de pe aceeaşi latură a unui panou au aceeaşi ordonată sau aceeaşi abscisă şi dacă pe fiecare latură a oricărui panou există cel puţin un punct de probare. Lungimea de influenţă serveşte la calculul unei medii ponderate ;

COD — codul lucrării ; se referă la localizarea în zăcămînt şi la tipul lucrărilor geologice probate ;

NPR — numărul de ordine al probei. Numerotarea probelor din punctul de vedere al prelucrărilor nu se supune nici unei restricţii ;

NA — numărul panourilor neexploatate cărora le aparţine proba. Acest număr serveşte la calculul unei medii ponderate ;

X — abscisa punctului de probare ; se dă în număr întreg de metri ;

Y — ordonata punctului de probare ; se dă în număr întreg de metri ;

P1 — codul panoului căruia îi aparţine proba ;

J1 — indicativul panoului ; ia valoarea „1" dacă panoul este neexploatat şi „0" dacă panoul a fost exploatat. Aici facem observaţia că în

momentul analizei un panou poate fi numai parțial exploatat. În acest caz panoul respectiv intră atît în situația panourilor exploatate, cît și în situația panourilor neexploatate. Din aceste considerente, o probă geologică poate aparține, teoretic, la opt panouri;

NB — numărul maxim de panouri cărora le poate aparține o probă, considerînd întregul zăcămînt;

$$M = 2NB + 5;$$

$A1$ — lungimea probei (= grosime);

A_i — conținutul în component util al probei; se exprimă în g / tonă și / sau procente. $i = 2, \ldots, NS-1$;

A_{NS} — echivalentul convențional al conținutului probei;

$NS = NC + 2$, unde NC este numărul de componenți utili din zăcămînt;

$$N = M + NS.$$

b. Fișierul de panouri, notat F7, organizat direct, conține informații caracteristice panoului și informații de legătură între panouri și probele care îi aparțin.

Structura înregistrării este dată în figura 3 în care :

NPA — numărul probelor care aparțin panoului;

$PR1$ — numărul de ordine al probei care aparține panoului;

$L1$ și $L2$ — dimensiunile panoului, date în metri prin numere întregi;

$$N = NPA + 5;$$

Celelalte simboluri au semnificația din *a*.

I2	I2	I2	I2	I2	I2		I2	
P	J2	L1	L2	NPA	PR1		PANPA	
1	2	3	4	5	6		N	

Fig. 3. — Structura înregistrărilor din fișierul F7 în care sînt înregistrate datele de descriere a panourilor.

c. Fișierul de lucru, notat F6, organizat direct, conține informații necesare unei funcționări cît mai independente a sistemului, iar înregistrările din acest fișier au structuri foarte diferite.

În principal, în acest fișier sînt depozitate informațiile de legătură între procedurile sistemului, parametrii de lucru ai procedurilor, rezultatele unor calcule, utile de la o procedură la alta, precum și unele tablouri care necesită „ruperea" lor pentru editare.

Structura și rolul acestui fișier vor rezulta din cele expuse la punctul B

B. DESCRIEREA FUNCȚIONALĂ A PROCEDURILOR SISTEMULUI „Z-GEO-F"

Analiza prelucrărilor necesare rezolvării tuturor problemelor expuse în prima parte a lucrării impune o distribuire judicioasă a sarcinilor de lucru pe proceduri și stabilirea unor algoritmi corespunzători, care să țină seama atît de folosirea eficientă a memoriei centrale, cît și reducerea timpilor de acces la memoriile externe.

În continuare vom da, pentru principalele proceduri din sistem, o descriere a sarcinilor de lucru, a algoritmilor utilizați, precum și descrierea parametrilor de intrare și forma rezultatelor la ieșire.

PROCEDURA P1. Realizează crearea și actualizarea fișierului F5 al probelor. Această procedură necesită un mare volum de muncă și o atenție deosebită pentru pregătirea datelor de intrare. De corectitudinea informațiilor privind probele geologice, care sînt în număr mare pentru unele zăcăminte, chiar peste 10 000, depinde acuratețea analizei.

Partea principală a procedurii constă în modul de cumulare a probelor recoltate din aceeași secțiune de probare.

Procedura tipărește în clar, fiecare înregistrare creată în fișierul F5. Aceste înregistrări urmează să fie verificate de utilizator, care va semnala eventualele erori. În cazul în care există erori, procedura va fi utilizată numai pentru crearea acestor înregistrări corectate și vom spune că ea este utilizată la „corectarea înregistrărilor". Procedura se poate utiliza și la adăugarea de noi probe în fișierul F5, creat anterior. În acest caz vom spune că ea este utilizată pentru „înregistrări suplimentare".

Dacă o probă nouă are același număr de ordine cu o probă înregistrată anterior, utilizarea procedurii se face pentru „corectarea înregistrărilor" și nu pentru „înregistrări suplimentare".

Datele de intrare perforate pe cartele sînt:

IND — cod prelucrare; are valoarea „1" pentru creare și „înregistrări suplimentare" și „2" pentru „corectarea înregistrărilor",

NB — aceeași semnificație ca la § A.2;

NC — aceeași semnificație ca la § A.2;

NG — numărul de elemente utile pentru care conținutul este exprimat în g/tonă;

C_i — coeficienții de echivalență, în metal convențional ($i = 1, \ldots,$ NC);

FC — grupul de date privind proba geologică, format din *COD*; *NPR*; *J*1; *X*; *Y*; *P*1; *I*1, . . . , P_{NB}, I_{NB}; *G*; $A_2, \ldots, A_{NS-1}$.

unde:

*J*1 — indicativul probei; ia valoarea „1" dacă proba este singura sau prima, „2" dacă este a doua . . . și „*n*" dacă este a *n*-a din aceeași secțiune de probare;

G — este lungimea probei (grosime);

Celelalte simboluri au semnificația indicată la § A.1. Menționăm aici că probele din aceeași secțiune de probare au același număr de ordine, ele diferind prin indicativul *J*1.

Pentru prelucrare ele se pun grupat, grupul trebuind să înceapă cu proba pentru care J1 = 1;

FM — vectorul „format" pentru citirea probelor.

FN — vectorul „format" pentru scrierea în clar a imaginii înregistrărilor din F5.

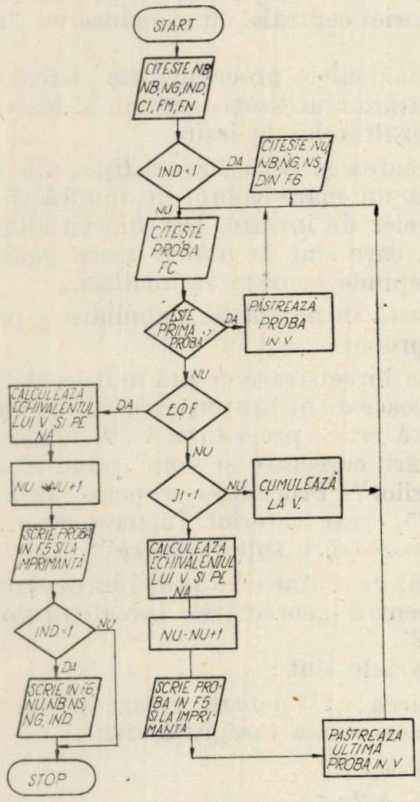


Fig. 4. — Schema bloc a programului de creare a fișierului F5.

La sfîrșitul prelucrării tuturor probelor și înregistrarea lor în F5, procedura *P*1 înregistrează în F6 parametrii: *NU* (numărul de probe înregistrate), *NB*, *NS* și *NG*.

În figura 4 se dă schema bloc a procedurii *P*1.

PROCEDURA P2. Creează fișierul F7 al panourilor. Această procedură lucrează cu informații din fișierul F5 care trebuie, deci, creat anterior, cu procedura P1.

Datele de intrare perforate pe cartele sînt informațiile strict necesare caracterizării panourilor, și anume:

P — codul panoului; este un număr întreg cuprins între 1 și 3 000;

*I*1 — aceeași semnificație ca în § A.2;

*I*2 — categoria rezervelor; este un indicativ numeric, care poate lua una din valorile 0,1,2,3, sau 4;

*L*1 — lungimea panoului; se dă în metri printr-un număr întreg;

*L*2 — lățimea panoului; idem ca *L*1.

Toate aceste date proprii unui panou, se perforează pe o singură cartelă, în ordinea dată. Mulțimea acestor cartele formează un fișier pe cartele, pe care îl notăm cu FC.

Procedura P2 lucrează în buclă pe grupuri de cartele din fișierul FC. Un astfel de grup poate conține maximum 100 de cartele, deci pentru 100 de panouri, și anume panouri cu același indicativ. Fiecare grup va începe cu o cartelă pe care sînt trecuți doi parametri: *K*1 — indicativul panourilor și *K*2 care poate lua două valori; „1" — pentru primele $n - 1$ grupuri din FC și „0" pentru ultimul grup. De asemenea fiecare grup trebuie să se termine cu o cartelă de sfîrșit de fișier.

În ipoteza că un panou are maximum 100 de puncte de probare, pentru generarea înregistrărilor din F7 s-a stabilit următorul algoritm:

1. Ținînd seama de faptul că codul unui panou nu depășește „3 000", se consideră un vector „*V*" cu 3 000 de componente (întregi de lungime 2).

Panourile se citesc în ordinea stabilită, după dorință, de utilizator. Numărul de ordine al citirii panoului va fi tocmai numărul de înregistrare

în fișierul F7. Acest număr este plasat în vectorul V, în poziția corespunzătoare codului panoului.

De exemplu, dacă a 5-a cartelă din fișierul FC se referă la panoul cu codul CX, atunci componenta CX a vectorului V ia valoarea 5.

2. Se definește un masiv „B" cu 2 indici de dimensiuni convenabile (în cazul nostru 100×100), cu elementele numere întregi de lungime 2, în care se generează înregistrările din F7. Linia K din B coincide cu înregistrarea K din F7. Primele 4 elemente ale înregistrării se culeg din FC, iar restul din F5.

3. Culegerea elementelor corespunzătoare din F5 se face astfel:

Se parcurge fișierul în mod secvențial. Fie L înregistrarea citită din F5. L coincide, după cum știm, cu numărul de ordine al probei. Din această înregistrare se testează elementele P_i, I_i și în cazul cînd $P_i \neq 0$ și $I_1 = K1$, atunci $V(P_i)$ indică numărul înregistrării din F7 sau linia din B care conține panoul P_i. Dacă notăm cu $L1$ valoarea lui $V(P_i)$ și dacă presupunem că proba L este a N-a găsită pentru P_i, atunci elementul B $(L1,5)$ ia valoarea N, iar B $(L1, 5 + N)$ ia valoarea L.

În figura 5 se descrie grafic acest algoritm, iar în figura 6 este dată schema bloc a procedurii P2.

PROCEDURA PT1. Determină polinoamele P (X, Y), de repartiție bidimensională a mineralizației, de la gradul „1" pînă la gradul „n" $(n \leqslant 9)$ dorit de utilizator, pentru toate elementele utile din zăcămînt, inclusiv grosimea și echivalentul în metal convențional.

Datele de intrare perforate pe cartelă sînt:

GR — gradul maxim care se dorește pentru polinom;

$FACT$ — un factor de scară, care se va explica mai jos;

IB — indicativ de selectare a probelor din F5.

Determinarea coeficienților polinoamelor de distribuție se face prin metoda celor mai mici pătrate. Algoritmul metodei a fost adaptat astfel încît procedura PT1 nu impune restricții asupra numărului de puncte prin care se cere să treacă polinomul. Procedura generează matricea sistemului de ecuații normale pe măsura citirii, în secvență, a punctelor de probare.

OBSERVAȚII

1. Matricea sistemului de ecuații normale se construiește numai cu ajutorul coordonatelor punctelor de probare și deci va fi aceeași pentru toți componenții utili. De aceea se iau în considerație toate conținuturile în componenți utili și se obține un sistem simultan de ecuații liniare.

2. Elementele matricii sistemului sînt de forma $X_i^{K_1} Y_i^{K_2}$ $(K_1 + K_2 \leqslant 9)$ ceea ce face posibilă apariția unor numere foarte mari sau foarte mici. Din acest motiv, în funcție de gama de variație a valorilor coordonatelor x și y se alege un factor de scară „$FACT$" convenabil, același pentru ambele coordonate.

3. Probele culese dintr-un zăcămînt constituie o selecție statistică și numărul lor poate fi de ordinul miilor. Pentru determinarea polinoamelor de distribuție se selectează un număr convenabil din mulțimea probelor (acest număr se stabilește în funcție de gradul maxim dorit pentru polinoame). Selectarea probelor se poate face prin alegerea lor în ordinea

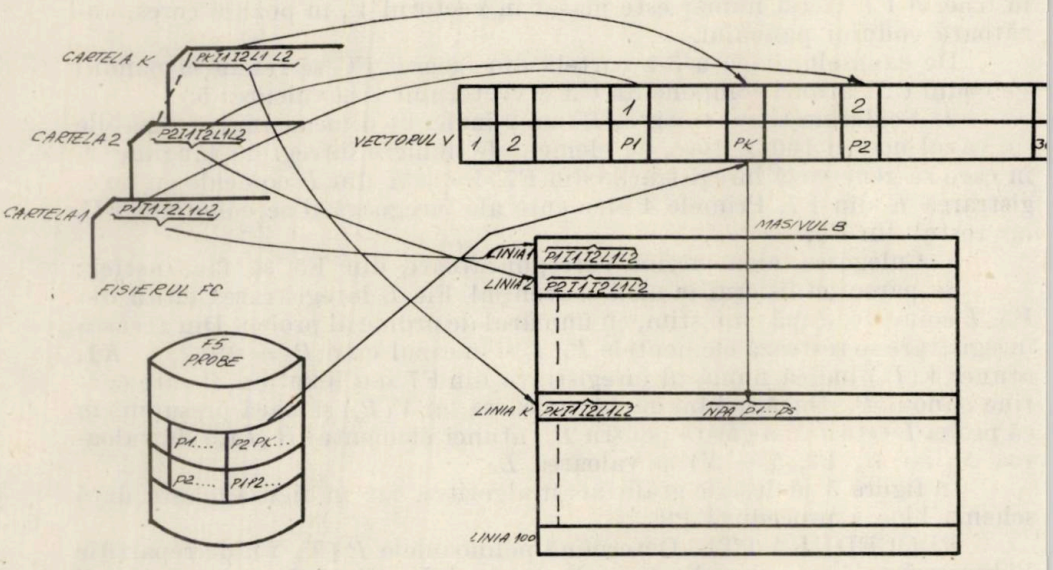
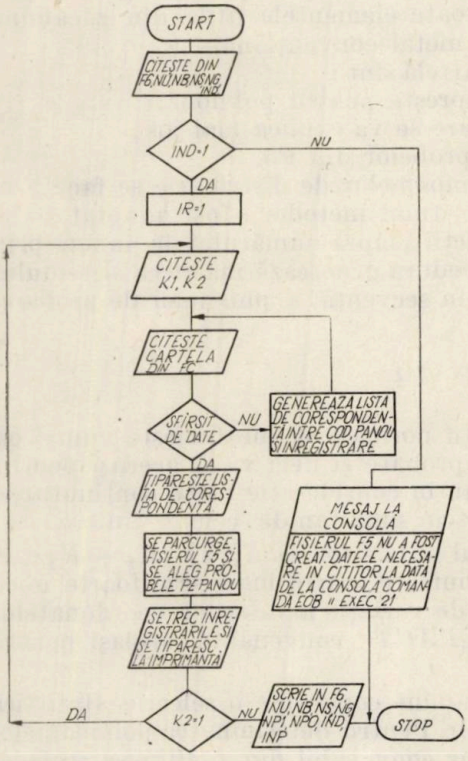


Fig. 5. — Descrierea grafică a algoritmului folosit pentru crearea fișierului F7.



INP - INDICATIV DE RULARE A PROCEDURII P2
NP1 - NUMĂRUL PANOURILOR NEEXPLOATATE (CU INDICATIVUL 1)
NP0 - NUMĂRUL PANOURILOR EXPLOATATE (CU INDICATIVUL 0)

Fig. 6. — Schema bloc a programului de creare a fișierului F7.

numerotării, după un anumit pas a cărui valoare IB se alege în funcție de numărul probelor înregistrate în F5 și numărul probelor dorit în selecție.

Dacă valoarea parametrului IB este zero, atunci procedura PT1 face o selectare aleatorie a unui număr de probe egal cu de 4 ori numărul coeficienților polinomului de grad maxim indicat.

4. Coeficienții celor M polinoame ($M = NS \times GR$) sînt înregistrați în fișierul de lucru F6 și vor fi utilizați de procedura PT3 pentru reprezentarea grafică a distribuției mineralizației. Totodată, acești coeficienți sînt scriși clar și la imprimantă.

PROCEDURA PT2. Are rolul de a da informații asupra gradului de aproximare a distribuției mineralizației prin fiecare din polinoamele determinate cu ajutorul procedurii PT1. În cadrul procedurii se calculează valorile polinoamelor în puncte de probare și se determină abaterile patratice față de valorile determinate prin măsurători. Aceste abateri, raportate la abaterea patratică a valorilor reale față de media lor, conduce la date semnificative privind alegerea polinomului de cea mai bună reprezentare teoretică a distribuției mineralizației.

Datele furnizate de această procedură sînt înregistrate în fișierul F6 și sînt utilizate în cadrul procedurii PT3.

PROCEDURA PT3. Această procedură trasează prin puncte, în același sistem de axe, curbele pentru familia $P(x, y) = \lambda$, pentru maximum 10 valori distincte ale parametrului λ.

Datele de intrare perforate pe cartele sînt:

L — numărul de ordine, din fișierul F5, al elementului util pentru care se cere reprezentarea grafică;

IGR — gradul polinoamelor care trebuie reprezentate grafic:

IE — numărul înregistrării din F6 unde se găsesc coeficienții polinomului;

M — numărul de valori pentru parametrul λ;

$B(I)$, $(I = 1, M)$ — valorile parametrului λ;

$D1$, $D2$, — limitele, inferioară, respectiv superioară, de variație pentru x;

$B1$, $B2$ — limitele, inferioară, respectiv superioară, de variație pentru y.

PROCEDURA PT4. Calculează gradul de certitudine calitativ și cantitativ al rezervelor pe panouri și cumulate. Pentru calculul gradului de certitudine pe panouri se parcurge fișierul F7 secvențial și rezultatele sînt listate în ordinea înregistrării acestor panouri în fișier. Pentru calcularea gradului de certitudine cumulat, se ține seama de ordonarea panourilor în ordinea descrescătoare, după gradul de certitudine corespunzător unui element util și se selectează probele pentru obținerea mulțimilor $M_k = m_1 \cup m_2 \cup \ldots \cup m_i \cup \ldots \cup m_k$, unde m_i este mulțimea probelor aparținînd panoului i, iar k este numărul panourilor cumulate.

PROCEDURA PE1. Este prima procedură care calculează date pentru analiza economică a zăcămîntului. Prin rularea ei pe sistemul de calcul se obțin următoarele rezultate:

— numărul de probe cu conținut diferit de zero pentru fiecare element util;

— valorile, minime și maxime, ale conținuturilor pentru fiecare element util;

— media aritmetică a conținuturilor;

— media ponderată după lungimea probei;

— media ponderată după lungimea probei și numărul panourilor neexploatate, cărora le aparține proba.

Toate aceste date sînt înregistrate în fișierul F6 și sînt accesibile celorlalte proceduri care le utilizează ca date primare. În același timp, ele sînt listate într-un tabel la imprimantă.

Datele de intrare perforate pe cartele sînt:

$COD(I)$, $(I = 1, \ldots NS: NS \leqslant 10)$ — codurile simbolice ale elementelor utile din zăcămînt, inclusiv grosimea și echivalentul în metal convențional.

Aceste coduri alfanumerice formate din 4 caractere sînt stabilite de utilizator.

PROCEDURA PE2. Această procedură determină funcțiile de repartiție a conținuturilor, pentru fiecare element util, pe întregul zăcămînt și cu ajutorul acestor funcții calculează media teoretică a conținuturilor.

Procedura are trei secvențe principale:

a. Determină distribuția reală a conținuturilor și dispersia.

b. Considerînd variabila aleatoare X care are ca valori conținuturile, se consideră variabila aleatoare $Y\alpha = (1n\ cx)^{\alpha}$. Cu un interval de variație pentru α, stabilit de utilizator, se determină distribuția variabilei $Y\alpha$ pentru diverse valori ale lui α și se testează prin criteriul χ^2 dacă distribuția lui $Y\alpha$ este normală.

c. În cazul cînd distribuția variabilei $Y\alpha$ este normală, se calculează media variabilei X.

Datele de intrare perforate pe cartele sînt:

NI — numărul de intervale pe care se consideră distribuția (maxim 20 și minim 13);

$ALFA$ — valoarea inițială a parametrului α;

AH — pasul de variație a parametrului α;

NA — numărul de valori dorit pentru parametrul α (maxim 30);

c — o constantă convenabil aleasă astfel încît $1n\ cx > 0$.

PROCEDURA PE3. Este procedura cea mai laborioasă din sistem și furnizează aproape toate datele de sinteză pentru analiza economică. Complexitatea acestei proceduri a rezultat din considerații privind reducerea timpului de transfer al informațiilor din și în baza de date.

Prin procedura PE3 se realizează analiza economică, atît pe panouri, cît și cumulat, în patru variante corespunzător celor patru medii ale conținuturilor, și anume: media aritmetică, media ponderată după grosime, media ponderată după grosime și numărul de apartenențe al probei la panourile neexploatate și media teoretică.

Calculele realizate de procedură se referă la:

— Rezerva geologică

— Rezerva industrială

— Produse în concentrate.

De asemenea se face analiza economică pe panouri şi cumulat atît la nivelul sectorului minier, cît şi la nivelul sectorului chimic-metalurgic.

Datele de intrare, perforate pe cartele sînt :

FMT (*J*), (*J* = 1,100) — format de scriere pentru capetele de tabel ;

FMS (*J*), (*J* = 1,38) — format de scriere pentru datele din interiorul tabelelor ;

UI5 — coeficient pentru calculul rezervei industriale ;

X(*I*) (*I* = 1, *NC*) — coeficienţi pentru calculul conţinuturilor rezervei industriale,

DA(*I*), (*I* = 1, *NC*) — coeficienţi de echivalenţă în metalul Aa ;

DB(*I*), (*I* = 1, *NC*) — coeficienţi de echivalenţă în metalul Ab ;

Q — coeficient pentru calculul cheltuielilor de extracţie şi preparare ;

ALM(*I*), (*I* = 1, *NC*) — coeficienţi pentru calculul mediilor teoretice pe panouri ;

Y (*K*, *I*), (*I* = 1,6, *K* = 1, *NC*) — limitele intervalelor de variaţie a conţinutului rezervei industriale pentru fiecare element util.

Aceste date sînt necesare pentru calculul randamentelor de extracţie a preparare. Randamentele se calculează după relaţia

$$\eta = \alpha \bar{a}^2 + \beta \bar{a} + \gamma$$

unde α, β, γ, depind de intervalul de variaţie al conţinutului, iar $\bar{a}$ este media conţinutului pe unitatea de calcul ;

XK (*K*, *L*, *I*) (*I* = 1,3 ; *L* = 1,6 ; *K* = 1, *NC*) — valorile coeficienţilor α, β, γ pe fiecare element util şi fiecare interval de variaţie a conţinutului ;

BE(*K*), (*K* = 1, *NC*) — coeficienţi de calcul pentru valoarea produselor în concentrate ;

EPS(*K*), (*K* = *L*, *NC*) — coeficienţi pentru determinarea cantitativă a produselor chimico-metalurgice ;

E1(*K*), (*K* = 1, *NC*) — coeficienţi de echivalare a produselor chimico-metalurgice într-unul din componenţii utili ;

F(*K*), (*K* = *L*, *NC*) — coeficienţi pentru calculul valorii produselor chimico-metalurgice ;

CSI(*K*), (*K* = 1, *NC*) — coeficienţi pentru calculul cheltuielilor totale la nivelul sectorului chimic-metalurgic ;

SE(*K*), (*K* = 1, *NC*) — coeficienţi de evaluare în mii dolari.

Procedura editează tabele cu valori pe panouri şi cumulat.

Cumularea se face în ordinea descrescătoare a indicelui de cheltuieli.

Schema bloc a acestei proceduri este dată în figurile 7.1, 7.2 şi 7.3.

PARTEA a III-a

PREZENTAREA SUCCINTĂ A REZULTATELOR OBŢINUTE

Soluţiile date problemelor enunţate au fost experimentate în anul 1971 pe un zăcămînt de minereu aurifer şi pe un filon de minereu complex. În cele ce urmează se prezintă pe scurt rezultatele obţinute în cazul zăcămîntului aurifer.

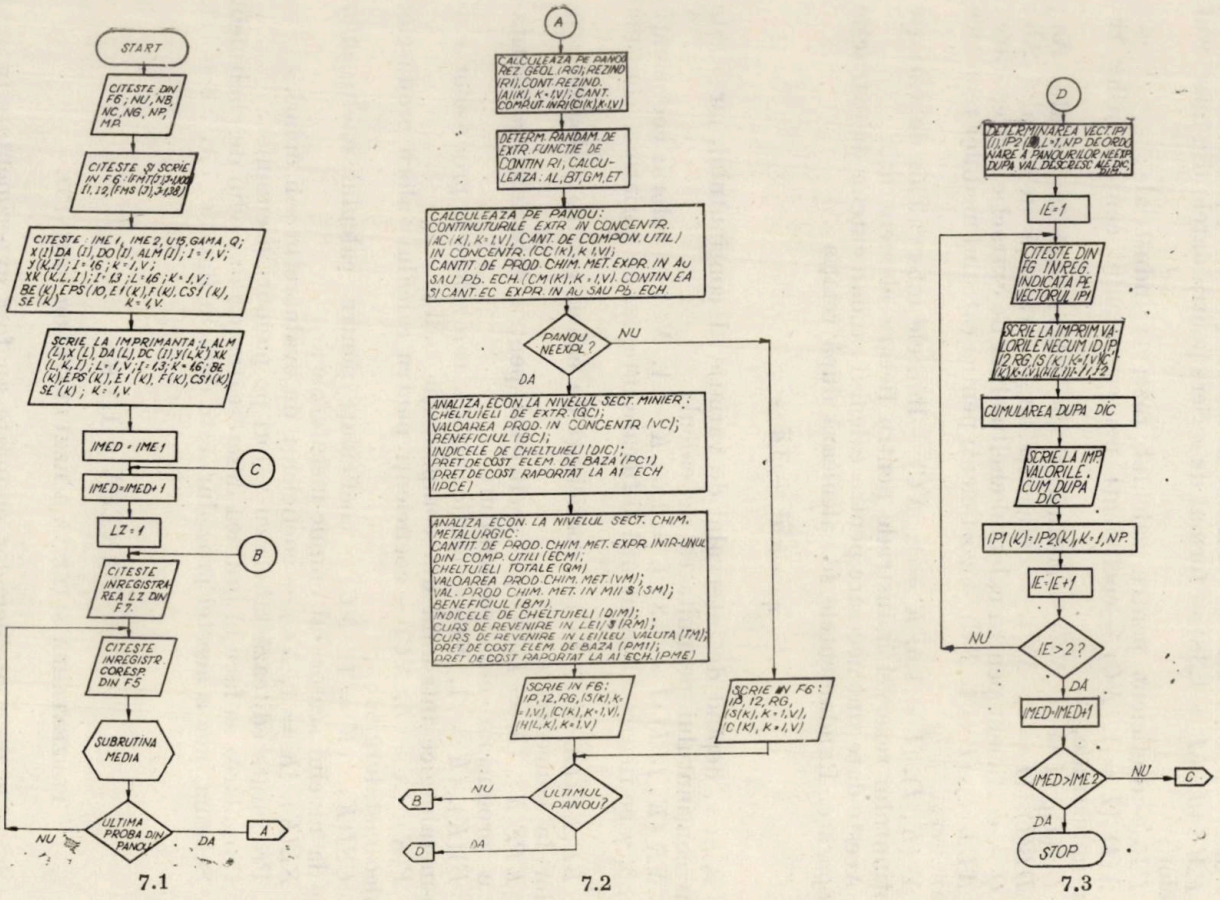


Fig. 7.1, 7.2, 7.3. — Schema bloc a programului care realizează analiza economică.

1. DISTRIBUȚIA SPAȚIALĂ A MINERALIZAȚIEI

Zăcămîntul fiind de tip filonian, izoliniile de tendință s-au reprezentat în planul zăcămîntului.

În raport cu numărul punctelor de cunoaștere existente (145), se puteau determina polinoame pînă la gradul 15. Izoliniile s-au construit pentru 7 caracteristici: conținutul în cei 6 componenți utili și în Pb — echivalent. Pentru fiecare caracteristică s-a mers pînă la gradul necesar satisfacerii condiției $T_n \leqslant 0{,}5$. În tabelul nr. 1 se prezintă, pentru fiecare component util, gradul n al polinoamelor pentru satisfacerea acestei condiții și valoarea raportului T_n.

Tabelul nr. 1

Componentul util	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	S	Pb-echivalent
Gradul polinomului n	8	9	9	9	9	9	7
Raportul T_n	0,493	0,487	0,270	0,316	0,338	0,133	0,500

Pentru fiecare component util s-au determinat: polinoamele de tendință, de la gradul 1 la cel indicat în tabel, valorile teoretice ale componenților utili, valorile reziduale (diferențele dintre valorile efective și cele teoretice ale componenților utili în toate punctele de cunoaștere), suma patratelor abaterilor valorilor teoretice de la cele reale. În total s-au determinat 63 de polinoame de gradul 1—9 în două variabile. Izoliniile s-au trasat pentru 10—15 valori ale fiecărui component util cu excepția Ag și Cu care prezintă interes economic mai mic și pentru polinoamele de gradul 1,2 și cel indicat în tabelul nr. 1, obținîndu-se în acest fel peste 160 de polinoame. Pentru trasarea izoliniilor s-au determinat puncte prin care ele trec, prin intersectarea curbelor $P_n(X,Y) = A_0 + i\triangle A$ $(i = 1,2, \ldots, 15)$ cu drepte paralele cu axa Ox: $y = y_0 + 10\,j$ $(j = 0, 1, \ldots, 140)$, ceea ce a implicat aflarea rădăcinilor a circa 22 mii polinoame de gradul 1, 2, 7, 8, 9 în variabila x.

Izoliniile de grad superior dau indicații detaliate asupra repartiției spațiale a componenților utili, dar ele nu scot în evidență suficient de clar tendința de dezvoltare a mineralizației. Acesta este motivul pentru care s-au construit și izoliniile de gradul 1 și 2 care pierd detaliile, dar dau indicații valoroase privind tendința de variație a mineralizației.

Hărțile de tendință construite sînt prezentate în figurile 8—20.

Din examinarea acestora, rezultă următoarele:

— Aurul (fig. 8, 9, 10) prezintă o scădere a concentrației spre adîncime. În partea superioară, această scădere se produce spre vest, pentru ca la circa 600 m adîncime, micșorarea conținutului să se producă spre est. Aurul se va menține în concentrații valorificabile pînă la adîncimea de circa 800 m de la suprafață. În partea superioară a zăcămîntului, în jurul cotei 900 m, conținutul în Au prezintă două zone de maxim, spre exremitățile de est și vest ale filonului. O altă zonă de maximă con-

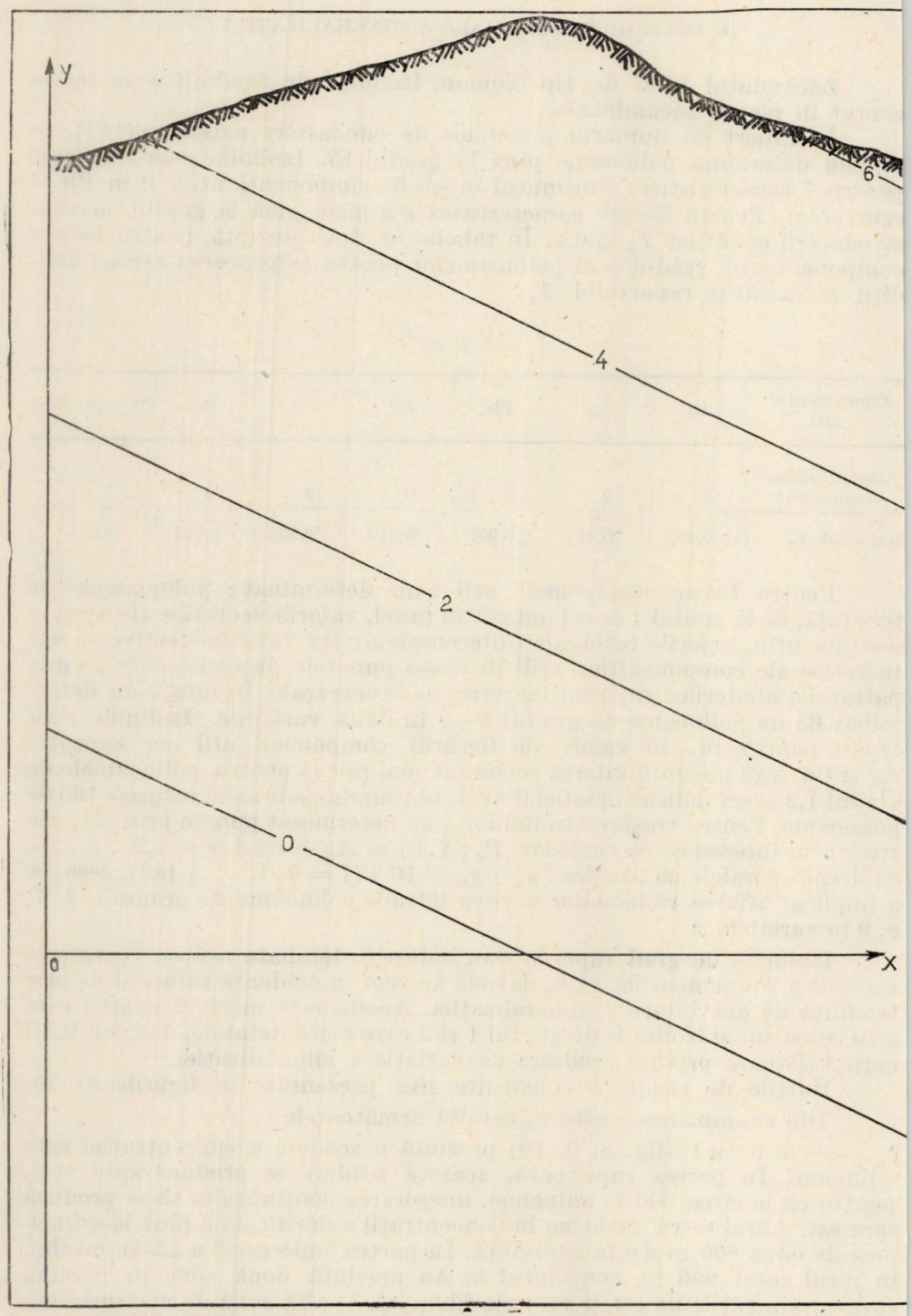


Fig. 8. — Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 1 pentru elementul aur.

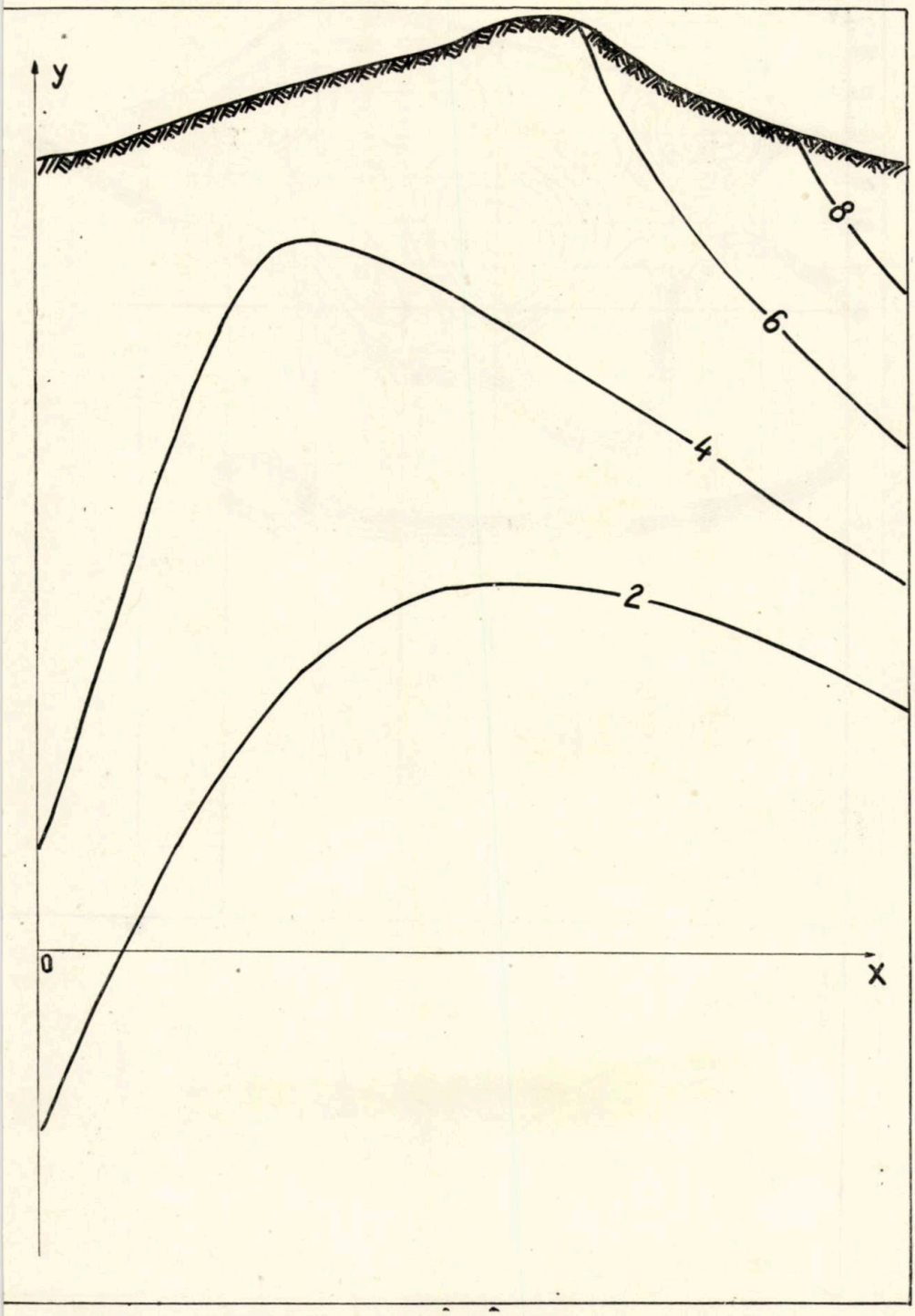


Fig. 9. — Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 2 pentru elementul aur.

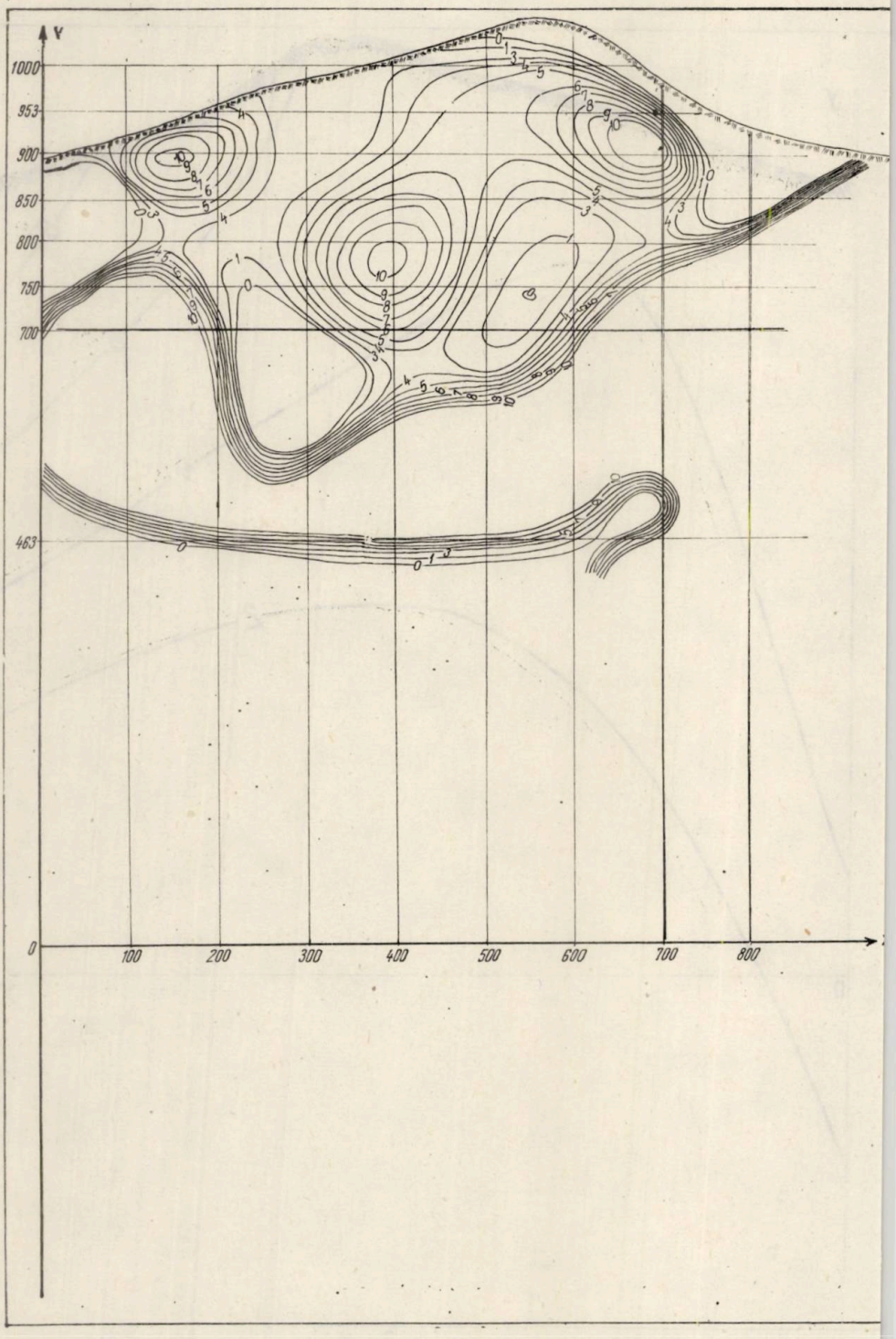


Fig. 10. — Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 8 pentru elementul aur.

centrație este localizată între cotele 750 și 800 m, spre partea mediană a filonului. Spre est și vest de aceasta, cu circa 50—100 m mai jos, apar două zone de concentrație minimă în Au.

— Plumbul (fig. 11, 12, 13) și zincul (fig. 14, 15 și 16) prezintă o creștere a conținutului de la suprafață spre adîncime, această creștere producîndu-se spre est. Zonele de concentrație maximă, respectiv minimă ale acestor două elemente se suprapun aproximativ. Înspre extremitatea de est și în partea vestică a filonului apar concentrații ridicate în aceste elemente, astfel că, începînd de la cota 800—850 m în jos, minereul nu este aurifer, ci complex. Față de această situație și avînd în vedere că în documentația geologică cu calculul rezervelor pentru data de I.1.1971 rezervele de categoria B și C_1 au fost atribuite sortului aurifer de la suprafață pînă la cota 650 m adîncime, în vederea valorificării complete a rezervelor se impune urgentarea cercetărilor tehnologice privind prepararea minereului complex, astfel ca față de situația actuală, cînd se valorifică numai Au, Ag și S, să se extragă și ceilalți componenți utili (Pb, Zn, eventual și Cu). De semnalat faptul că zonele de concentrație maximă în Pb și Zn coincid aproximativ cu zonele avînd conținuturi minime în Au și invers. Plumbul se menține pînă la adîncimi de circa 1 200 m, iar zincul la adîncimi și mai mari.

— Sulful (fig. 17) apare în concentrații foarte reduse în partea superioară a zăcămîntului, pentru ca spre adîncime conținutul minereului să crească în acest element. De semnalat că, dacă în adîncime minereul se îmbogățește în Pb și Zn spre est, conținuturi ridicate în S se semnalează mai spre vest.

— Pb echivalent (fig. 18, 19 și 20). Pentru a putea face aprecieri de prognoză asupra zăcămîntului, ținînd seama de ansamblul elementelor valorificabile, s-au construit izoliniile de tendință și pentru Pb echivalent. Din aceste hărți rezultă că valoarea economică a zăcămîntului prezintă o tendință de creștere în adîncime, unde filonul are o tendință de dezvoltare spre est. Zăcămîntul se va menține valorificabil pînă la o adîncime de circa 1 500 m.

O primă fructificare practică a rezultatelor analizei de tendință efectuată s-a făcut cu ocazia confirmării rezervelor acestui zăcămînt pentru data de 1.I.1971. Pe baza izoliniilor de conținut, a încercărilor tehnologice în fază laborator și a unui studiu tehnic-economic preliminar, s-au delimitat în zăcămînt zonele în care prezintă interes economic și conținuturile în Pb și Zn. Comisia republicană de rezerve geologice a menționat în actul de confirmare aceste rezerve, recomandînd finalizarea cercetărilor de valorificare complexă.

2. LEGĂTURA CORELATIVĂ DINTRE CARACTERISTICILE ZĂCĂMÎNTULUI

S-a studiat corelația liniară simplă dintre toate perechile posibile de parametri (grosime și conținut în cei 6 componenți utili). În total s-au

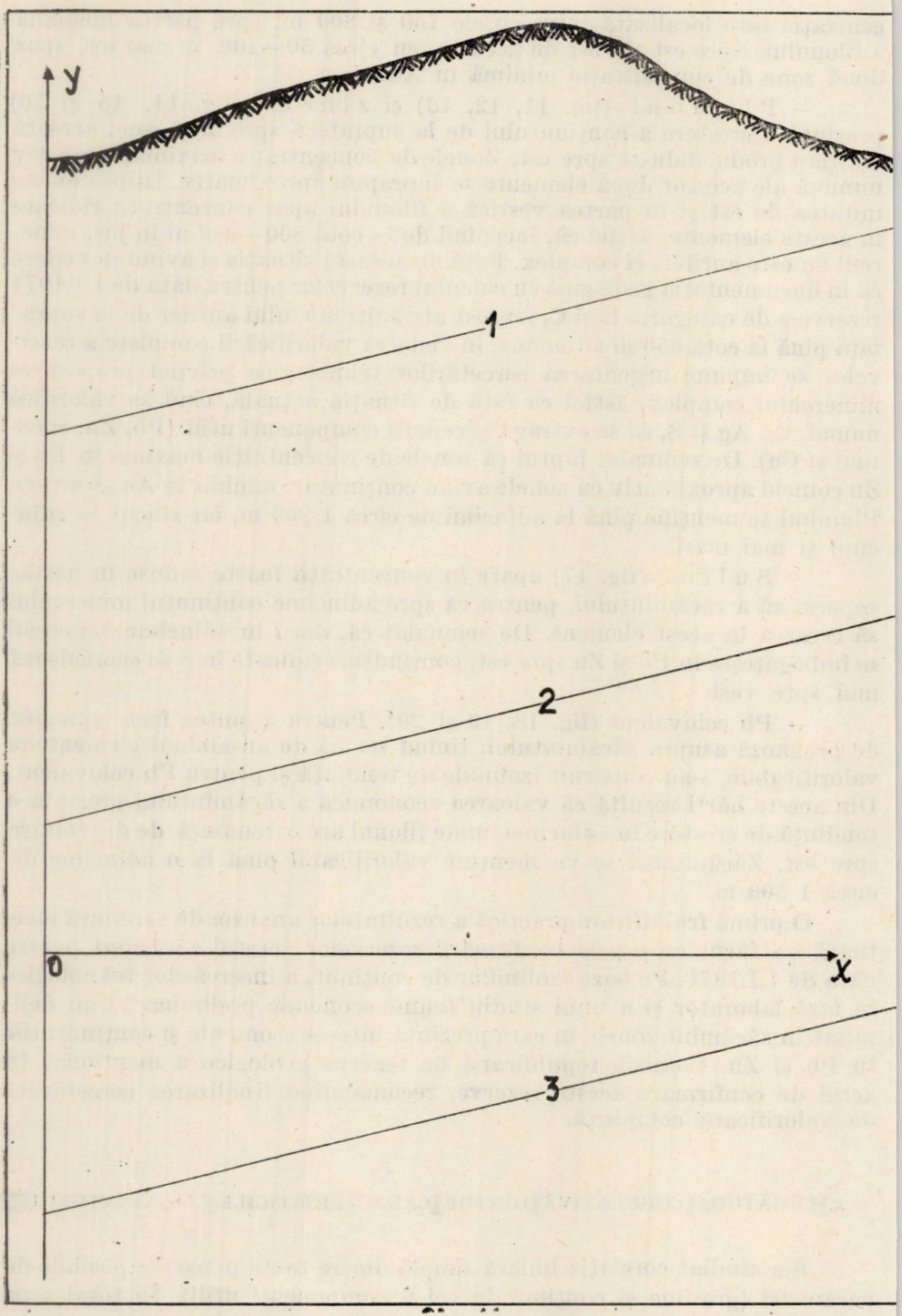


Fig. 11. — Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 1 pentru elementul plumb.

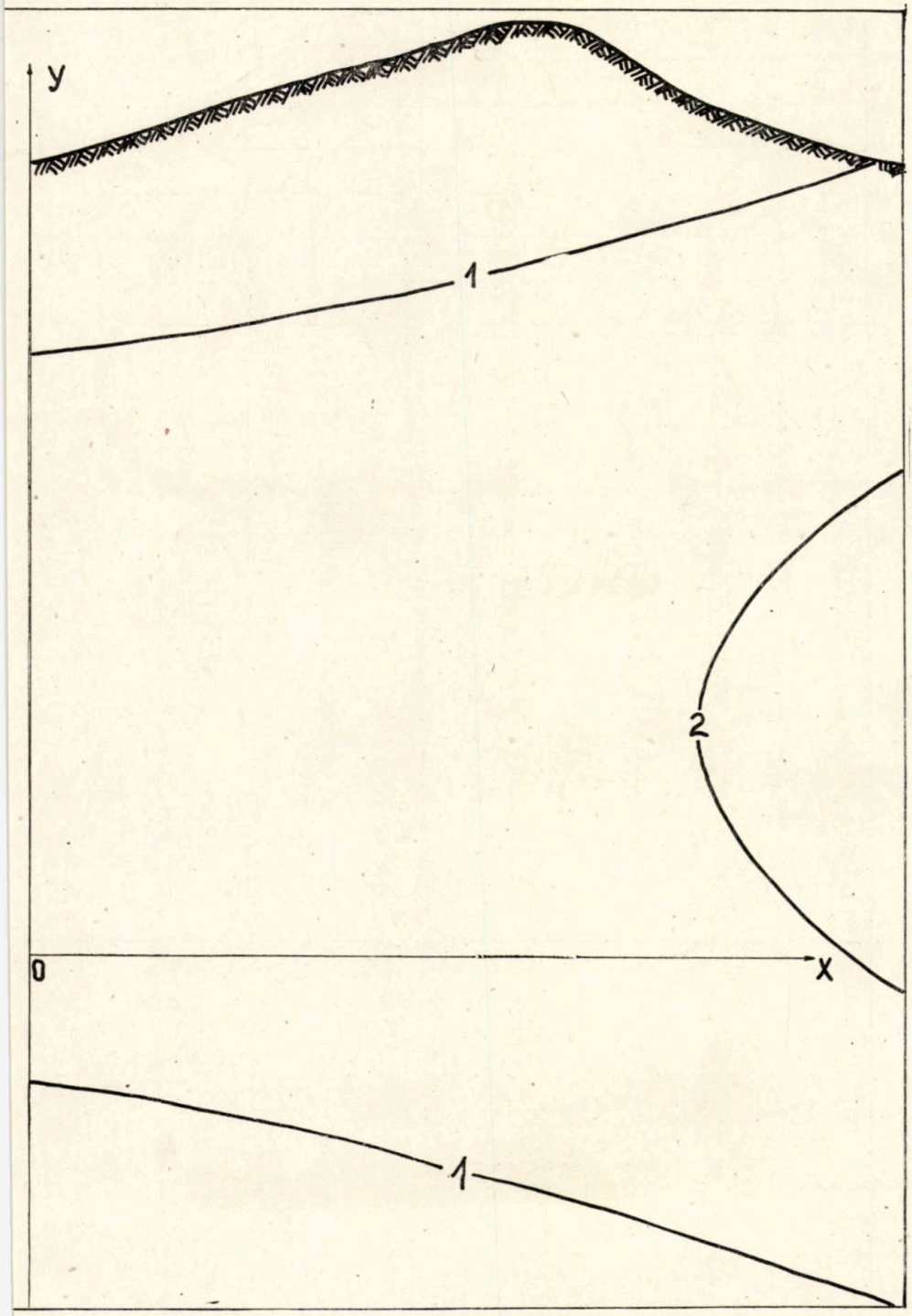


Fig. 12. — Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 2 pentru elementul plumb.

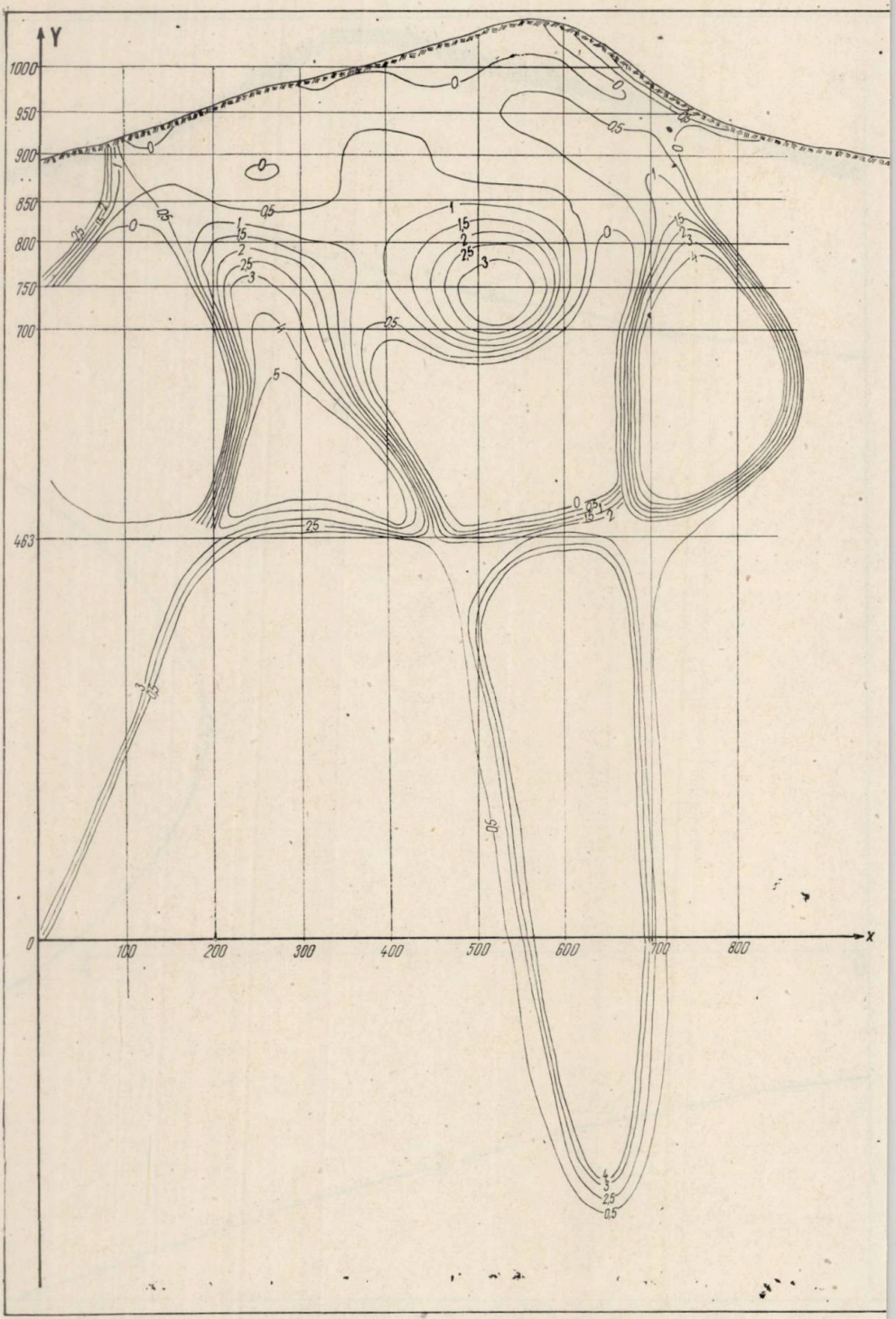


Fig. 13. — Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 9 pentru elementul plumb.

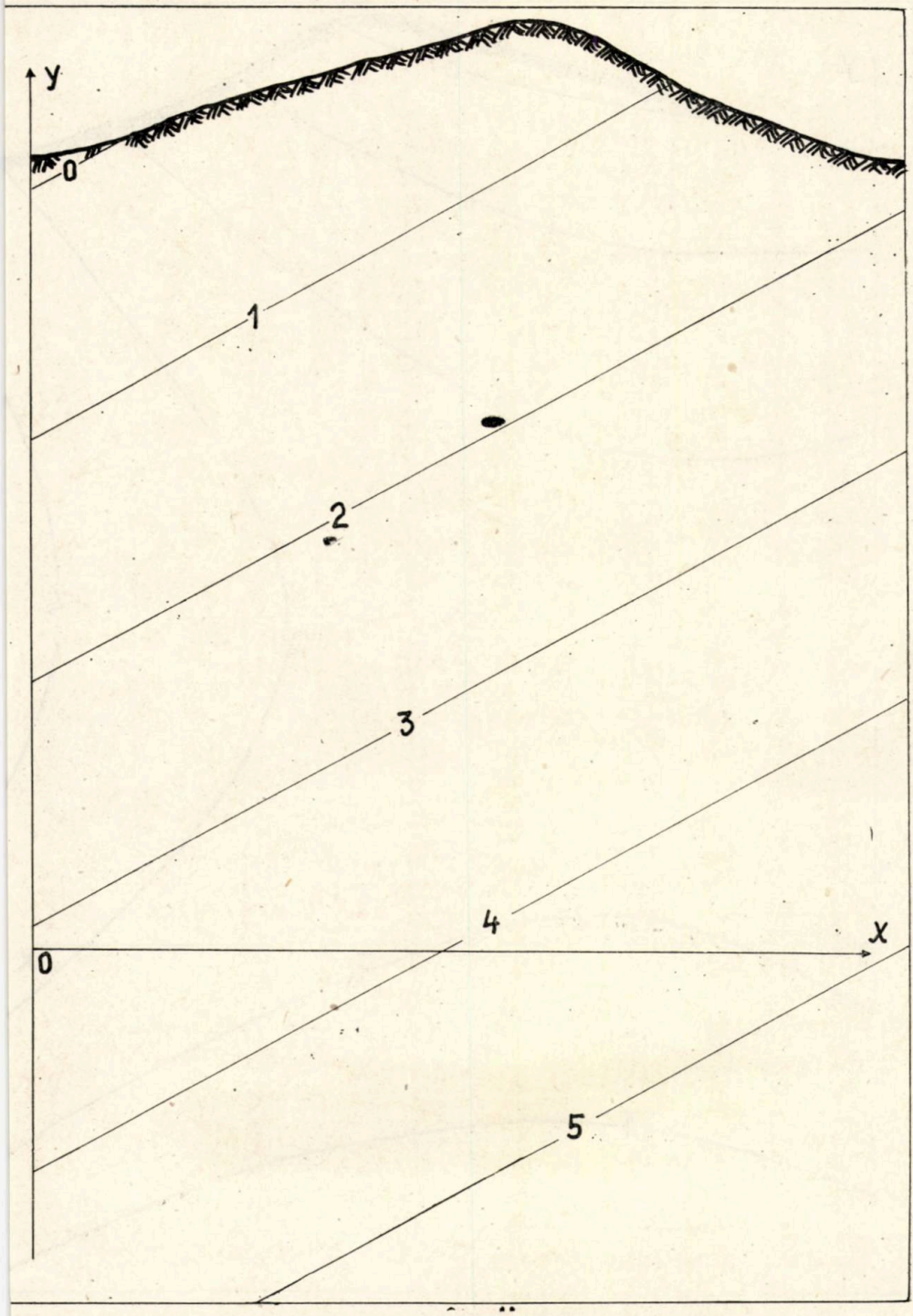


Fig. 14.— Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 1 pentru elementul zinc.

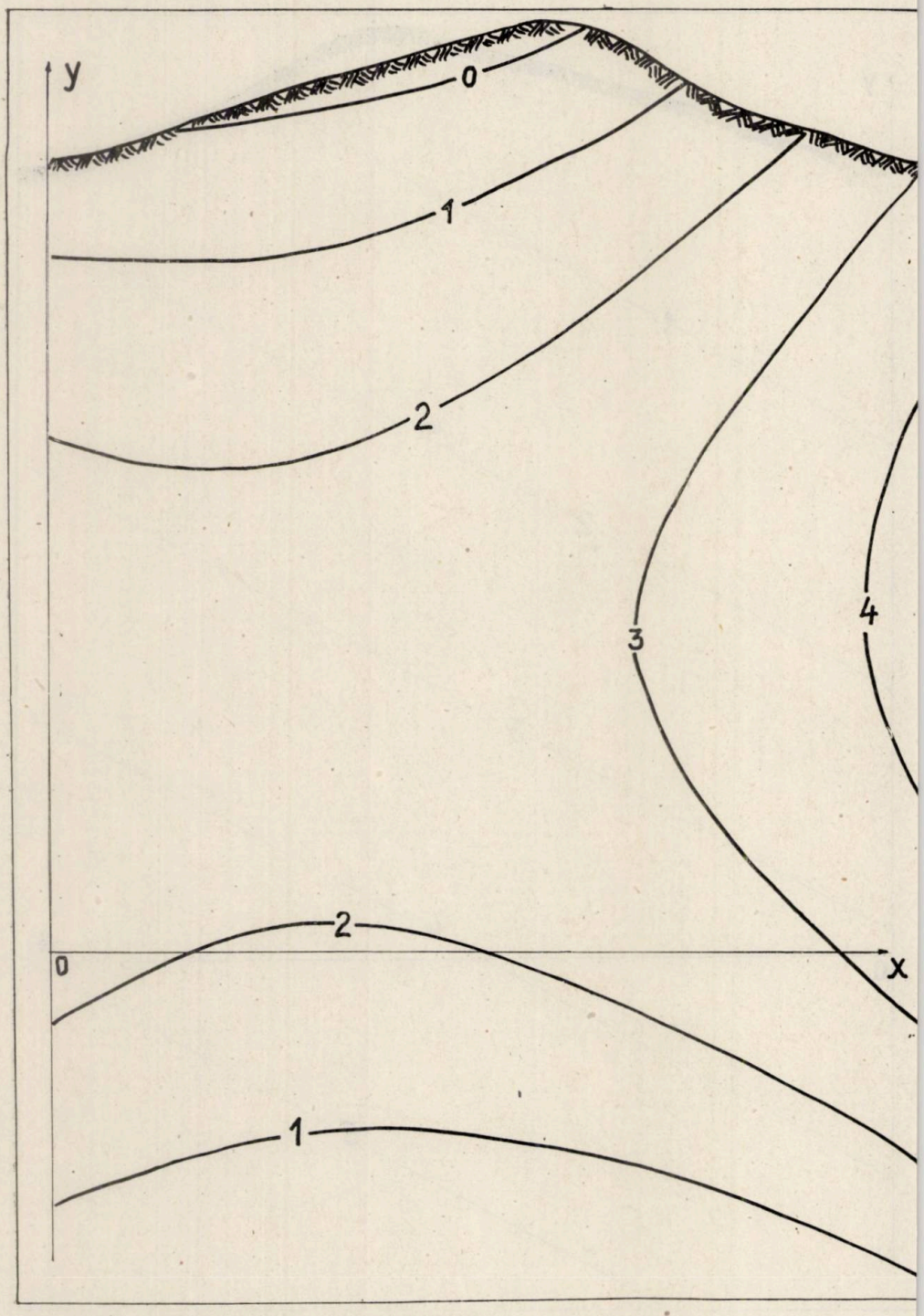


Fig. 15. — Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 2 pentru elementul zinc.

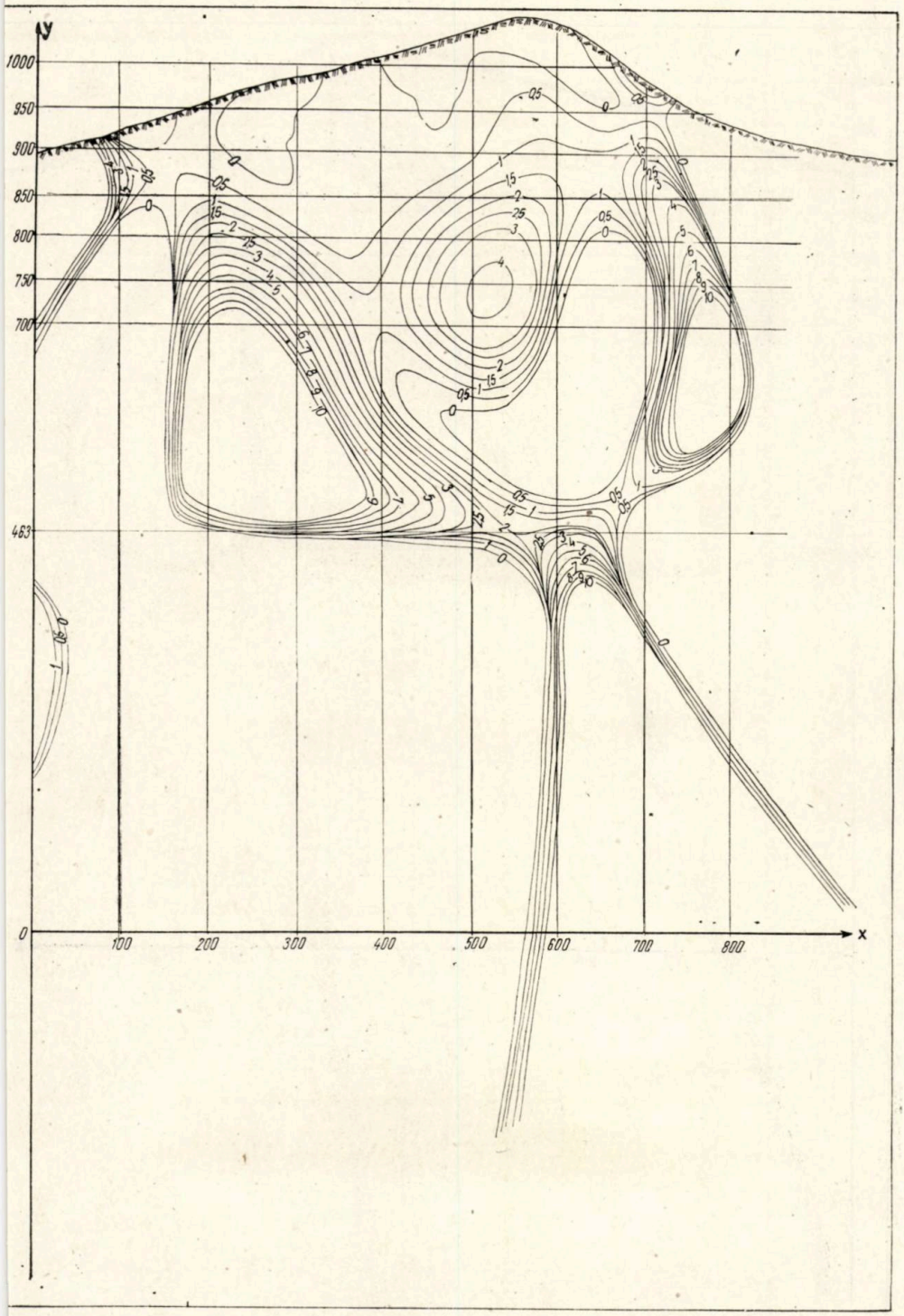


Fig. 16. — Izoliniile de tendință polinomiale de gradul 9 pentru elementul zinc.

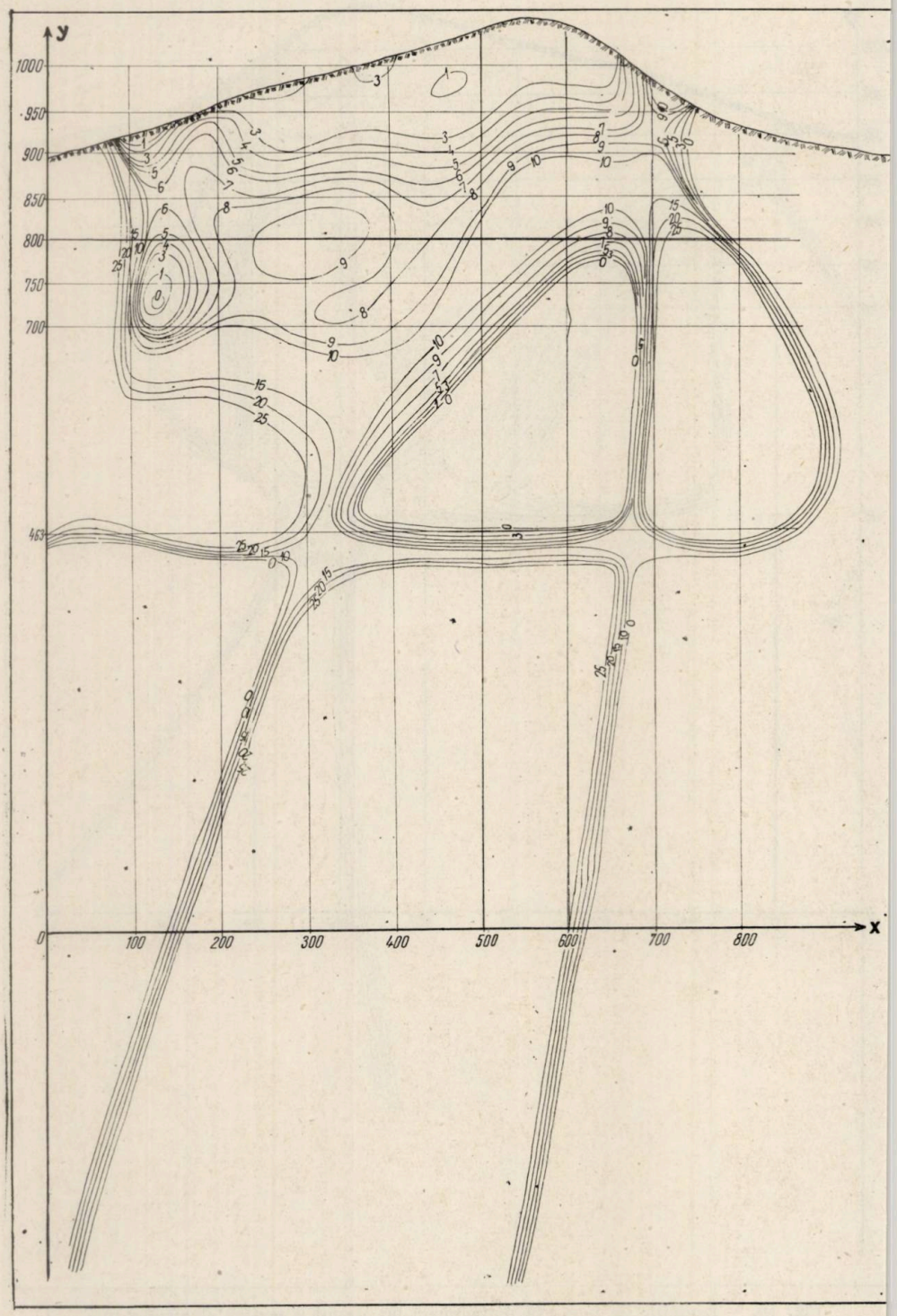


Fig. 17. — Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 9 pentru elementul sulf.

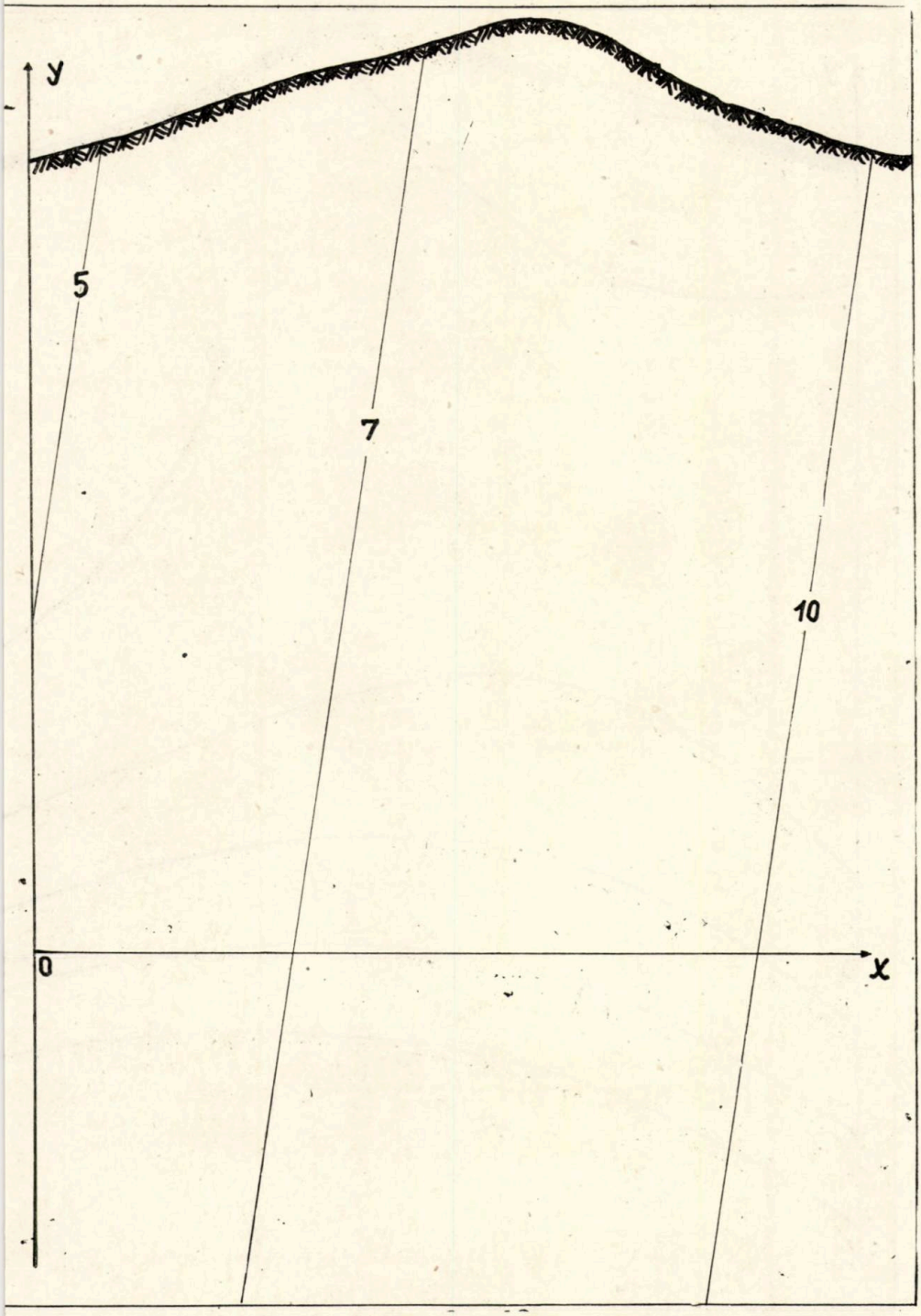


Fig. 18. — Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 1 pentru valoarea cumulată a componenţilor utili exprimată în plumb-echivalent.

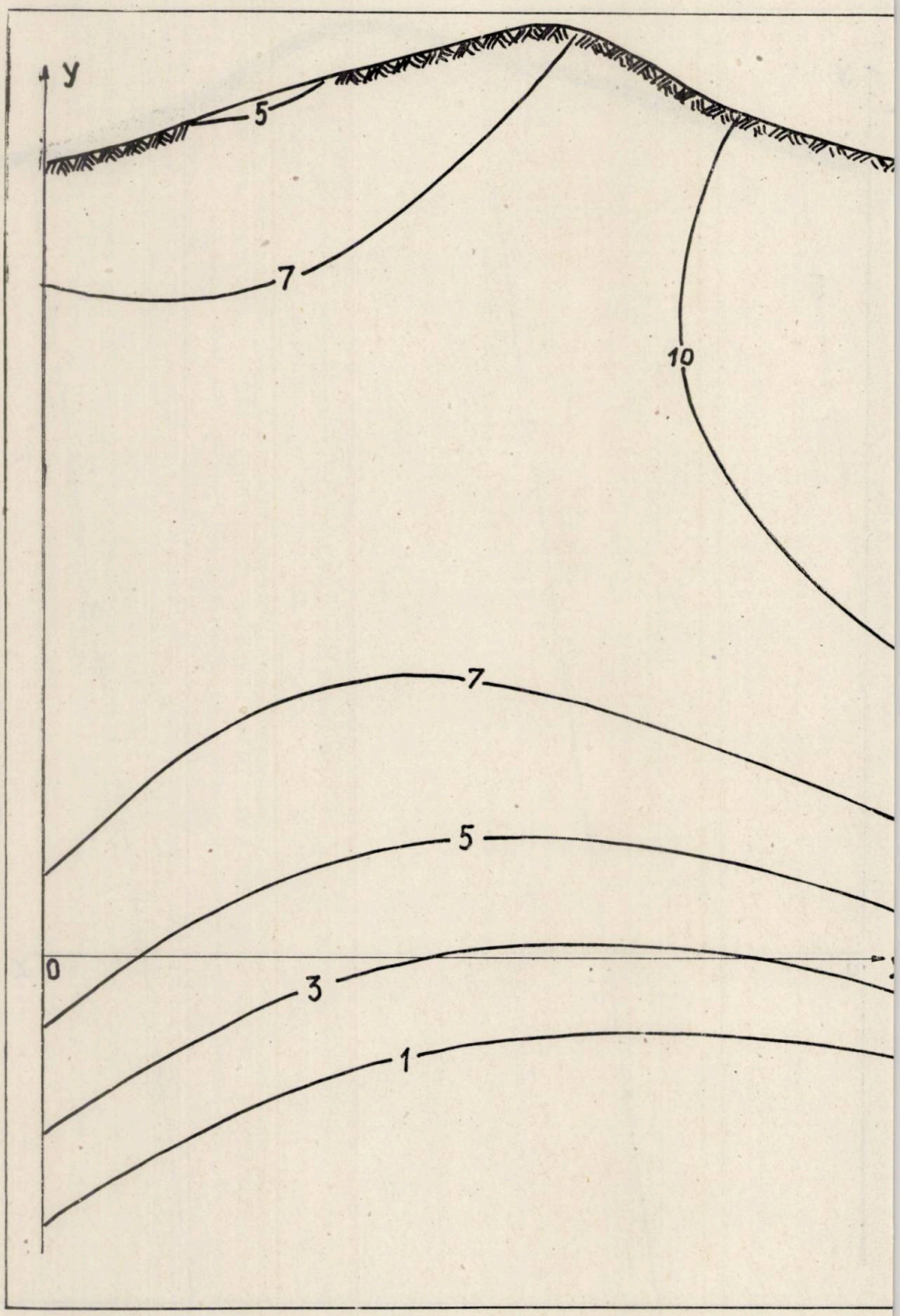


Fig. 19. — Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 2 pentru valoarea cumulată a componenţilor utili, exprimată în plumb-echivalent.

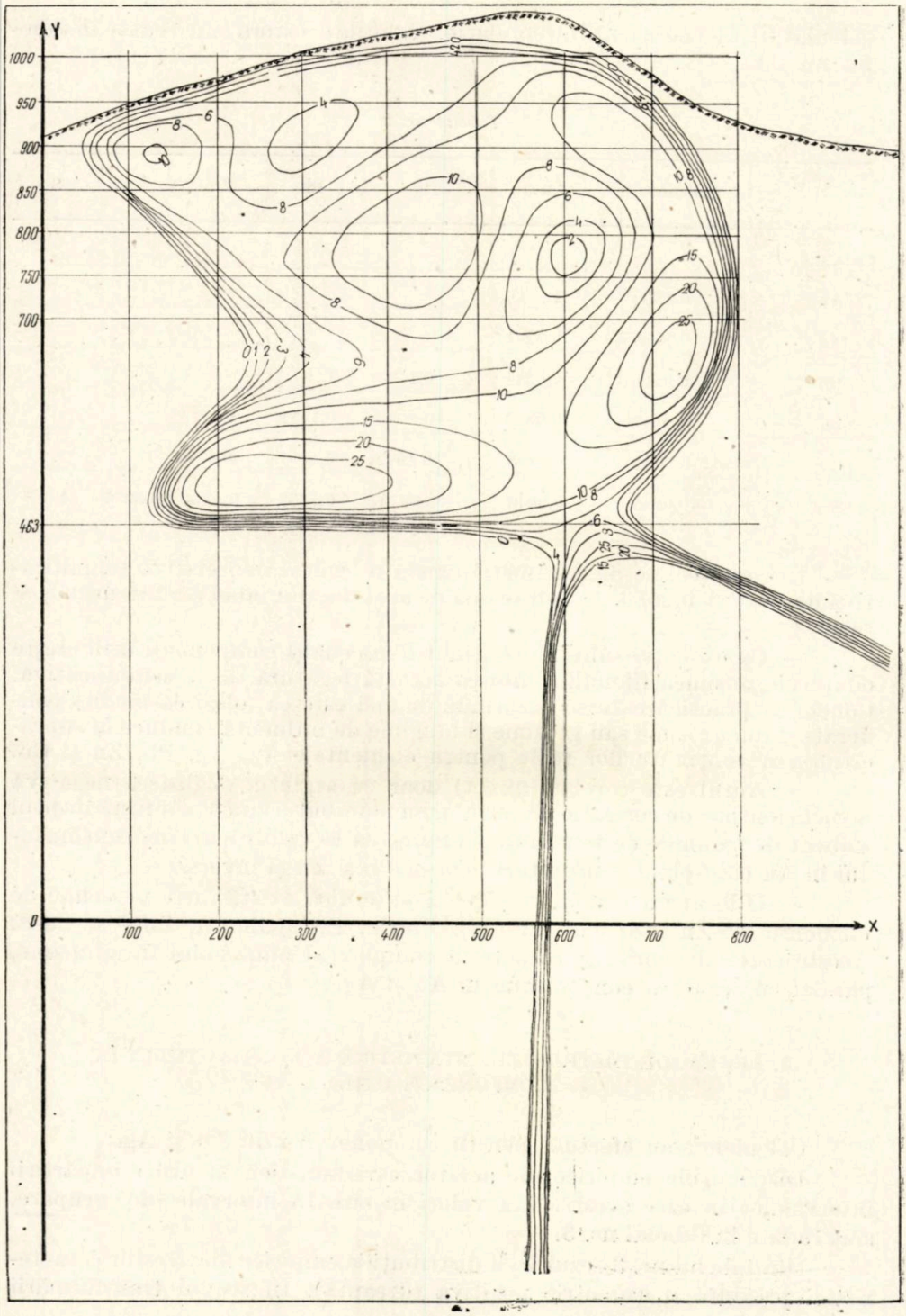


Fig. 20. — Izoliniile de tendinţă polinomiale de gradul 7 pentru valoarea cumulată a componenţilor utili, exprimată în plumb-echivalent.

calculat 21 de coeficienți de corelație. Valorile acestora sînt redate în tabelul nr. 2 :

Tabelul nr. 2

	Grosime	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	S
Grosime	1						
Au	0,1852	1					
Ag	0,2028	0,3201	1				
Pb	0,0311	−0,0344	0,1523	1			
Zn	0,0797	−0,0833	−0,0093	0,7411	1		
Cu	0,0934	−0,0298	0,1942	0,5897	0,4731	1	
S	−0,0155	0,0046	−0,0273	0,5665	0,6408	0,5074	1

Între perechile de parametri există o legătură corelativă semnificativă dacă $|r| > 0{,}2653$. Ținînd seama de aceasta, din tabel rezultă următoarele :

— Cu excepția sulfului, conținutul în ceilalți componenți utili crește odată cu grosimea filonului, fără ca această legătură să fie semnificativă. Concluzia practică care se desprinde de aici este că folosirea mediei ponderate după grosime sau grosime și lungime de influență conduce la supraestimarea conținuturilor reale pentru elementele Au, Ag, Pb, Zn și Cu.

— Aurul este corelat (direct) doar cu argintul. Valoarea negativă a coeficienților de corelație ale aurului cu plumbul și zincul confirmă faptul indicat de izoliniile de tendință, și anume că la valori mari ale conținutului în Au corespund conținuturi mici în Pb și Zn și invers.

— O legătură corelativă directă puternică există între perechile de elemente Pb-Zn (cea mai intensă), Pb-Cu, Pb-S, Zn-Cu, Zn-S și Cu-S. Aceste corelații confirmă caracterul complex al minereului în adîncime, paralel cu scăderea conținutului în Au și Ag.

3. LEGEA DE DISTRIBUȚIE STATISTICĂ A CONȚINUTULUI ÎN COMPONENȚI UTILI

Calculele s-au efectuat pentru componenții utili Au și Ag.

Distribuțiile empirice ale acestor caracteristici, în urma împărțirii intervalelor în care acestea iau valori în cîte 15 intervale de grupare, sînt redate în tabelul nr. 3.

Din tabelul nr. 3 rezultă că distribuțiile empirice ale acestor caracteristici prezintă o asimetrie pozitivă (dreaptă). În scopul transformării

acestora în distribuția normală s-a efectuat schimbarea de variabilă: $x = (\ln 100\ A)^{\alpha}$. Valorile exponentului α pentru care distribuția variabilei x devine normală sînt:

$\alpha' = 2{,}8$ pentru aur

$\alpha = 3{,}1$ pentru argint.

Tabelul nr. 3

Nr. interv. de grupare	Au (= A_1)		Ag (= A_2)	
	Media interv. de grupare	Frecvența absolută	Media interv. de grupare	Frecvența absolută
i	$\overline{A}_{1i}$	n_{1i}	$\overline{A}_{2i}$	n_{2i}
1	0,85	27	7,46	35
2	2,45	51	18,37	37
3	4,04	33	29,28	24
4	5,64	16	40,19	19
5	7,23	10	51,10	12
6	8,83	6	62,01	4
7	10,42	7	72,92	7
8	12,02	2	83,83	3
9	13,62	2	94,75	4
10	15,21	1	105,66	1
11	16,81	1	116,57	2
12	18,40	0	127,48	1
13	20,00	0	138,39	1
14	21,60	0	149,30	1
15	23,19	1	160,21	2

Funcțiile de distribuție ale celor două caracteristici sînt:

— pentru aur: $f(A) = \dfrac{(\ln 100\ A)^{1,8}}{46{,}01\ A} \cdot e^{-\frac{[(\ln 100A)^{2,8} - 142{,}65]^2}{5282{,}42}}$

— pentru argint: $f(A) = \dfrac{(\ln 100\ A)^{2,1}}{131{,}1A} \cdot e^{-\frac{[(\ln 100\ A)^{3,1} - 746{,}68]^2}{52572{,}27}}$

Calculînd mediile acestor distribuții s-a constatat că mediile aritmetice pe panouri trebuie înmulțite cu coeficienții:

0,92 pentru aur

0,95 pentru argint.

4. CALCULUL REZERVELOR GEOLOGICE

După cum s-a arătat, rezervele s-au calculat în 4 variante de stabilire a conținutului mediu în componenți utili. Pe lîngă rezervele geologice existente în zăcămînt, s-au calculat și cele extrase, de la intrarea zăcămîn-

tului în exploatare. Rezervele s-au calculat pe panouri și s-au cumulat pe categorii. Diferențele dintre diferitele medii calculate pe componenți utili variază între 5 și 16%.

5. GRADUL DE CERTITUDINE AL REZERVELOR

Gradul de certitudine al rezervelor cumulate s-a făcut în două variante de ordonare a panourilor, întîi după valorile descrescătoare ale gradului de certitudine al cantității rezervelor, apoi al calității, exprimată în plumb-echivalent.

În tabelul nr. 4 se prezintă distribuția panourilor după gradul de certitudine al cantității și al conținutului în Au și Pb-echivalent:

Tabelul nr. 4

Gradul de certitudine %	Proporția panourilor în % pe grade de certitudine privind		
	cantitatea rezervelor	conținutul în Au	conținutul în Pb-echivalent
peste 90	17	11	22
80—90	11	8	8
70—80	14	10	10
60—70	4	6	10
50—60	10	12	6
40—50	7	7	5
30—40	8	7	11
20—30	1	6	7
sub 20	28	33	21

Din acest tabel rezultă că gradul de certitudine al cantității rezervelor, pentru 46% din panouri, depășește 60%; pentru 26% din panouri este cuprins între 20 și 60%, iar pentru 28% este mai mic de 20%.

În practica de pînă acum, la acest zăcămînt, în categoria B au fost încadrate rezervele panourilor cercetate cu nișe amplasate la echidistanțe de 25—30 m, executate din galerii direcționale și suitori. (Distanța dintre orizonturi este de 50 m, iar dintre suitori de 50—60 m). În asemenea panouri au rezultat cîte 8 puncte de cunoaștere. Gradul de certitudine al rezervelor din aceste panouri este mai mare de 60% în general. De menționat faptul că există porțiuni din zăcămînt cu o variație mare a parametrilor, unde nici 8 lucrări nu asigură un grad de certitudine de 60% pe panouri, în timp ce în porțiunile uniforme ale zăcămîntului cele 8 nișe de cercetare asigură un grad de certitudine foarte ridicat (peste 90%).

În categoria C_1 au fost încadrate rezervele panourilor cercetate cu 1—4 nișe și cele extrapolate pe 50 m sub ultimul orizont. Din calculele efectuate rezultă că pentru majoritatea panourilor cercetate pe o singură latură cu 1—3 nișe (rezervele extrapolate), gradul de certitudine este foarte scăzut (sub 20%).

Urmare faptului că erorile întîmplătoare care afectează cantitatea și calitatea rezervelor sînt atît pozitive cît și negative, prin cumularea

rezervelor mai multor panouri, aceste erori se compensează parţial, astfel că gradul de certitudine al rezervelor cumulate creşte simţitor. Acest lucru iese în evidenţă din tabelul nr. 5:

Tabelul nr. 5

Gradul de certitudine al cantităţii rezervelor pe panouri %	Frecvenţa panourilor %	Gradul de certitudine al rezervelor cumulate %							
		Pentru cantitate	Pentru calitatea rezervelor						
			Au	Ag	Pb	Zn	Cu	S	Pb-echiv.
Peste 60	46	89,3	85,5	90,2	86,5	81,5	81,3	91,2	92,1
Peste 40	63	89,2	86,2	90,1	86,2	81,4	76,2	90,4	91,9
Peste 20	72	89,1	86,2	90,2	86,2	81,4	76,2	90,4	91,9
Pe total rezerve	100	89,1	86,4	90,2	86,2	81,5	76,1	90,5	91,8

Examinînd cele două tabele rezultă că deşi pe panouri gradul de certitudine ajunge la valori foarte mici, prin cumularea unui număr mare de panouri, gradul de certitudine al cantităţii şi calităţii rezervelor este ridicat (circa 90%). Aceasta înseamnă că chiar dacă pe panouri pot apare diferenţe mari între rezervele calculate şi cele reale, aceste diferenţe fiind în plus pentru unele panouri şi în minus pentru altele, pe un număr mare de panouri ele se compensează în mare parte.

Din examinarea gradului de certitudine al rezervelor, se desprind următoarele pentru acest zăcămînt:

— rezervele nu pot fi încadrate în categorii numai în funcţie de desimea lucrărilor geologice, ci trebuie să se ţină seama în aceeaşi măsură de caracterul variaţiei parametrilor zăcămîntului în diferite zone;

— pentru încadrarea rezervelor în categoria B sînt suficiente, în general, 8 nişe de cercetare; uneori nu este necesar să se execute nişe şi din suitor, iar în anumite zone nu se pot determina rezerve din această categorie, printr-o reţea normală de lucrări;

— extrapolarea rezervelor de categoria C_1 de la o lucrare minieră din care s-au executat nişe de cercetare din 25 în 25 m nu se poate face pe 50 m, ci numai pe circa 25 m;

— rezervele panourilor cercetate cu 1—2 nişe nu pot fi încadrate decît în categoria C_2;

— deoarece prin cumularea rezervelor, gradul de certitudine creşte simţitor, pe panouri se pot admite următoarele grade de certitudine minimale:

Categoria A = 80%
Categoria B = 60%
Categoria C_1 = 40%
Categoria C_2 = 10—20%

6. EVALUAREA ECONOMICĂ-INDUSTRIALĂ A REZERVELOR

Rezultatele analizei economice a rezervelor din acest zăcămînt sînt redate în 40 de tabele, cîte 10 tabele pentru fiecare variantă de calculare a conţinuturilor medii. Cu ajutorul lor se pot deduce imediat toate ele-

mentele care caracterizează o variantă adoptată. Pentru exemplificare, să presupunem că se admite încadrarea în bilanț a rezervelor, astfel ca, pe ansamblul lor, metalul lingou echivalent să coste de 1,56 ori prețul de catalog. Luăm în considerare varianta a IV-a de calculare a conținuturilor medii. Criteriul adoptat atrage după sine următoarele :

— rezervele de bilanț reprezintă 88,6% din totalul rezervelor geologice ;

— metalul recuperabil în concentrate, cuprins în rezervele de bilanț, reprezintă 96,2% ;

— la nivelul sectorului minier se înregistrează pierderi de 56,5%, iar prețul de cost al metalului echivalent este de 2,31 ori prețul de catalog ;

— la nivelul sectorului chimic-metalurgic, prețul de cost pe panoul cel mai sărac admis în bilanț este de 2,85 ori prețul de catalog ;

— pe ansamblul rezervelor de bilanț, la nivelul sectorului chimic-metalurgic se înregistrează pierderi de 35,48%.

În încheierea analizei economice, pe baza rezultatelor obținute, considerăm că pot fi incluse în bilanț toate rezervele geologice de minereu auro-argentifer din acest zăcămînt, cu excepția celor din două panouri a căror valorificare ar reclama cheltuieli exagerate. În aceste două panouri sînt cuprinse 1,54% din rezervele geologice totale și din ele s-ar putea valorifica suplimentar doar 0,04%, din metalul total, la un preț de cost de 1,89 respectiv 4,59 mil. lei/kg.

CONCLUZII

Baza materială a dezvoltării numeroaselor ramuri ale economiei naționale o constituie rezervele de substanțe minerale utile. De aceea, cercetările geologice s-au intensificat mult, în special în ultimul deceniu. În cursul cercetării geologice se acumulează un volum foarte mare de informații a căror prelucrare este necesară pentru dirijarea judicioasă a lucrărilor de explorare, determinarea cît mai aproape de realitate a rezervelor și evaluarea economică-industrială a zăcămintelor. Prelucrarea acestor date reclamă un consum mare de timp în condițiile folosirii mijloacelor de calcul mecanice și electromecanice.

În scopul scurtării termenului de elaborare a documentațiilor, măririi preciziei prelucrărilor și efectuării calculelor în mai multe variante se impune trecerea la prelucrarea automată a datelor și în acest domeniu. Pe această linie, din anul 1971, Comisia republicană de rezerve geologice și Institutul central pentru sisteme de conducere cu mijloace de automatizare au început modelarea matematică și elaborarea sistemelor informatice pentru rezolvarea a numeroase probleme din domeniul evaluării rezervelor de substanțe minerale utile.

Cercetările din anul 1971 au condus la elaborarea unui sistem informatic pentru rezolvarea următoarelor probleme legate de zăcămintele filoniene :

— studiul distribuției spațiale a mineralizației ;

— legătura corelativă dintre caracteristicile zăcămintelor ;

— stabilirea legii de distribuție a conținutului în componenți utili ;

— calculul rezervelor geologice în 4 variante ;

— stabilirea gradului de certitudine al rezervelor;

— evaluarea economică-industrială a zăcămintelor.

Sistemul elaborat, experimentat pe două zăcăminte cu rezultate pozitive, poate fi utilizat în practica curentă pentru toate zăcămintele de minereuri filoniene.

În cursul anului 1972 cercetările au fost extinse la alte probleme și la alte tipuri de zăcăminte.

RECHERCHES CONCERNANT L'UTILISATION DES SYSTÈMES DE TRAITEMENT AUTOMATIQUE DES DONNÉES DANS L'ÉTUDE QUALITATIVE, LE CALCUL DES RÉSERVES AINSI QUE DANS L'ÉVALUATION ÉCONOMIQUE DES GISEMENTS FILONIENS DE MINERAIS

RÉSUMÉ

L'ouvrage présente quelques nouveaux modèles mathématiques concernant l'étude de l'étendue spatiale des zones minéralisées, les lois de la distribution statistique du contenu en composants utiles des gisements, le calcul des réserves géologiques, l'estimation du degré de certitude du calcul des réserves, ainsi que l'analyse des gisements métallifères filoniens, au point de vue économique.

Afin de pouvoir effectuer les calculs nécessaires à l'aide du calculateur on a imaginé un système informatique approprié.

Dans l'étude de l'étendue spatiale des zones minéralisées on a appliqué l'analyse de tendance à l'aide des polynômes : on a calculé des polynômes jusqu'au 9e degré.

On estime que les cartes de tendance pourraient avoir de nombreuses applications et on indique les possibilités de leur utilisation.

Afin de déterminer la fonction de probabilité du contenu en composants utiles on a modifié les variables, suivant la forme $x = (\ln 100\ c)^{\alpha}$, ce qui assure une distribution normale de la variable x.

Les réserves ont été déterminées en plusieurs variantes, utilisant quatre méthodes de calcul du contenu moyen en composants utiles.

On a déterminé la précision de l'estimation des réserves utilisant la notion de degré de certitude qui, dans la conception des auteurs, est définie comme la proportion minimale dans laquelle les calculs effectués seront vérifiés ultérieurement, avec une probabilité de 95%, au point de vue quantitatif et qualitatif.

On a déterminé le degré de certitude séparément pour chaque unité de calcul (par panneaux d'exploitation) pour les réserves cumulées (quant à leur quantité et qualité) et aussi pour la quantité nette des métaux contenus dans les minerais.

Une partie importante de l'ouvrage a été réservée aux problèmes de l'analyse économique des réserves calculées. On a effectué cette analyse non seulement au niveau des entreprises minières mais aussi au niveau des entreprises appartenant au secteur chimique et métallurgique.

Les calculs ont été effectués en plusieurs variantes et pour chaque variante on a déterminé séparément les quantités de minerai, les concentrés, les produits chimiques et métallurgiques, le prix coûtant de ceux-ci et aussi l'efficacité économique globale de l'activité extractive.

Le système informatique élaboré et expérimenté a été conçu comme un système intégré avec une base unique de données (3 fichiers en accès direct) et un set de procédures en FORTRAN, ayant des paramètres de liaison entre elles, afin de réaliser et introduire de nouvelles procédures, utilisant la base de données.

BIBLIOGRAFIE

Agterberg E. F. (1964), *Methods of trend surface analysis*, Colorado School of Mines.

Ianovici V., Silaș I. (1971), *Determinarea conținutului mediu în componenți utili a rezervelor de substanțe minerale utile în funcție de legea de distribuție a elementelor chimice în zăcăminte*, D. S. Inst. geol., **LVII** (1970).

Ionescu H. M. (1957), *Elemente de statistică matematică*, Edit. științifică, București.

Knape H., Liebscher K. (1968), *Flachentrendanalyse zur Lösung geologischer Aufgaben*, WTI-Zentralen Geologischen Institut Berlin, *9*.

Krumbein W. C., Graybill A. Franklin (1965), *An introduction to statistical models in geology*, McGraw-Hill Book Co., New York.

Merriam D. F. (1970), *Trend analysis of geologic and geophysical exploration*, The Symposium „The mining Pribram in science and technique 1970"

Sarapov I. P. (1968), *Utilizarea statisticii matematice în geologie*, Edit. tehnică, București, traducere din limba rusă.

Whitten E. H. T. (1966), *Quantitative models in economic evaluation of rock units, illustrated with the Donegal Granite and the gold-bearing Witwatersrand conglomerates*, Trans. Inst. Min. Metall., **75** B.

— (1970), *Enigmas in assessing the composition of a rock unit: a case history based on the Malsburg granite*, S. W. Germany, The Symposium „The mining Pribram in science and technique, 1970".

Primit în redacție la 4 decembrie 1972

Comisia republicană de rezerve geologice
și
Institutul central pentru sisteme
de conducere cu mijloace de automatizare

ASUPRA VÎRSTEI ARGILELOR VĂRGATE DIN PÎNZA ŞISTURILOR NEGRE (AUDIA), DIN VALEA MOLDOVEI (CARPAŢII ORIENTALI)

DE

GR. ALEXANDRESCU, JANA SĂNDULESCU

55(05)

INTRODUCERE

În ultimele decenii, cunoştinţele asupra seriilor sedimentare care iau parte la constituţia flişului Carpaţilor Orientali din România au înregistrat progrese considerabile şi s-au îmbogăţit cu noi date de detaliu.

Astfel, seria şisturilor negre din pînza şisturilor negre (Audia) a fost atribuită pe baze paleontologice hauterivian — albianului şi a fost divizată în trei complexe litostratigrafice principale: complexul sferosideritic, complexul şistos şi complexul gresiilor glauconitice silicifiate (M. G. Filipescu şi colab., 1952; I. Băncilă, 1958). În urma acestei orizontări s-a arătat că argilele vărgate, care au fost înglobate iniţial la şisturile negre (K. Paul, 1876; S. Athanasiu, 1908, 1913; Gh. Macovei şi I. Atanasiu, 1926; G. Cernea, 1952 etc.), constituie de fapt un orizont independent, situat la partea lor superioară (M. G. Filipescu, 1955, 1957; I. Băncilă, 1955, 1958 etc.) şi au fost consemnate sub următoarele denumiri: strate de Zagon (M. G. Filipescu), orizontul argilelor roşii şi vărgate (I. Băncilă), strate de Bota (I. Marinescu). Dacă asupra poziţiei toţi autorii au căzut de acord, în ceea ce priveşte vîrsta acestora părerile au fost oarecum diferite, fiind funcţie de argumentele de ordin paleontologic pe care le-au furnizat aceste depozite.

Astfel, M. G. Filipescu (1955) atribuie stratelor de Zagon vîrsta cenomanian-turoniană, pe baza exemplarelor de *Rotalipora appenninica*, *Globigerina infracretaceea* (*Hedbergella infracretaceea*) şi *Globotruncana lineana*, identificate în secţiuni subţiri în regiunea dintre valea Covasnei şi valea Buzăului.

Tot din orizontul argilelor vărgate (strate de Bota) din bazinul văii Buzăului, I. Băncilă (1958) citează exemplare de *Neohibo-*

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 397–407, Bucureşti, 1973

lites minimus List şi *N. ultimoides* (Sinzow) Stoll., iar I. Marinescu (1962) citează *Parahibolites tourtiae* Weig. şi *Inoceramus* sp. Pe baza acestor elemente paleontologice autorii citaţi mai sus atribuie argilele roşii şi verzi albianului superior — vraconianului.

Asociaţiile de foraminifere puse în evidenţă în ultimul timp au adus noi argumente asupra vîrstei argilelor vărgate. Astfel, *T. Neagu* (1962) a identificat în argilele roşii de la Sadova (Cîmpulung), Prisaca şi Stulpicani o asociaţie de foraminifere cu *Uvigerinammina jankoi*, pe care la acea dată o considera ca indicator al limitei cenomanian-turonian.

Ulterior, I. Băncilă şi V. Aghiorghiesei (1964) din argilele vărgate de pe pîrîul Corlăţeni (Cîmpulung) citează o asociaţie destul de incertă din punctul de vedere al valorii stratigrafice, pe baza căreia încadrează, totuşi, acest orizont în intervalul vraconian—cenomanian.

Elena Bratu (1967) atribuie orizontului cu argile roşii şi verzi (= strate de Zagon) din regiunea dintre valea Covasnei şi valea Buzăului vîrsta vraconian—cenomanian şi o parte din turonian, pe baza a trei asociaţii de foraminifere : asociaţie cenomaniană cu *Uvigerinammina jankoi* a nivelului cu argile roşii cu tufite şi brecii ; asociaţia cenomanian superior — turonian inferioară ((cu *Rotalipora turonica* Brotzen, *R. cushmani*

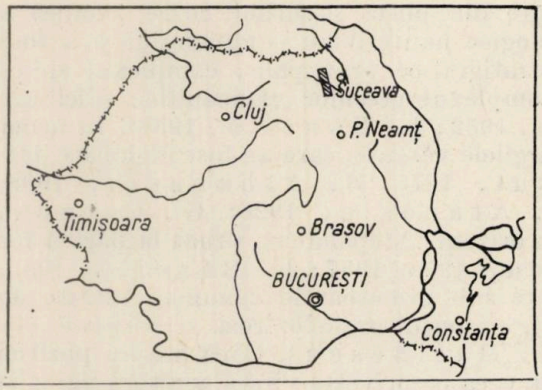


Fig. 1. — Amplasarea regiunii în cadrul teritoriului ţării.

Morrow, *R. reicheli* Mornod, *R. greenhornensis* (Morrow), *R. montsalvensis* Mornod, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Hedbergella brittonensis* Loeblich et Tappan, *H. deliroensis* (Carsey) etc.)) şi alta turonian superioară cu *Globotruncane* div. gr. *lapparenti*, ambele caracterizînd nivelul cu marnocalcare roşii şi calcare silicifiate.

Studiile micropaleontologice făcute recent asupra orizontului argilelor vărgate din sectorul nordic al Carpaţilor Orientali (fig. 1 şi 2), în special în bazinul văii Moldova, au adus unele precizări asupra vîrstei acestora.

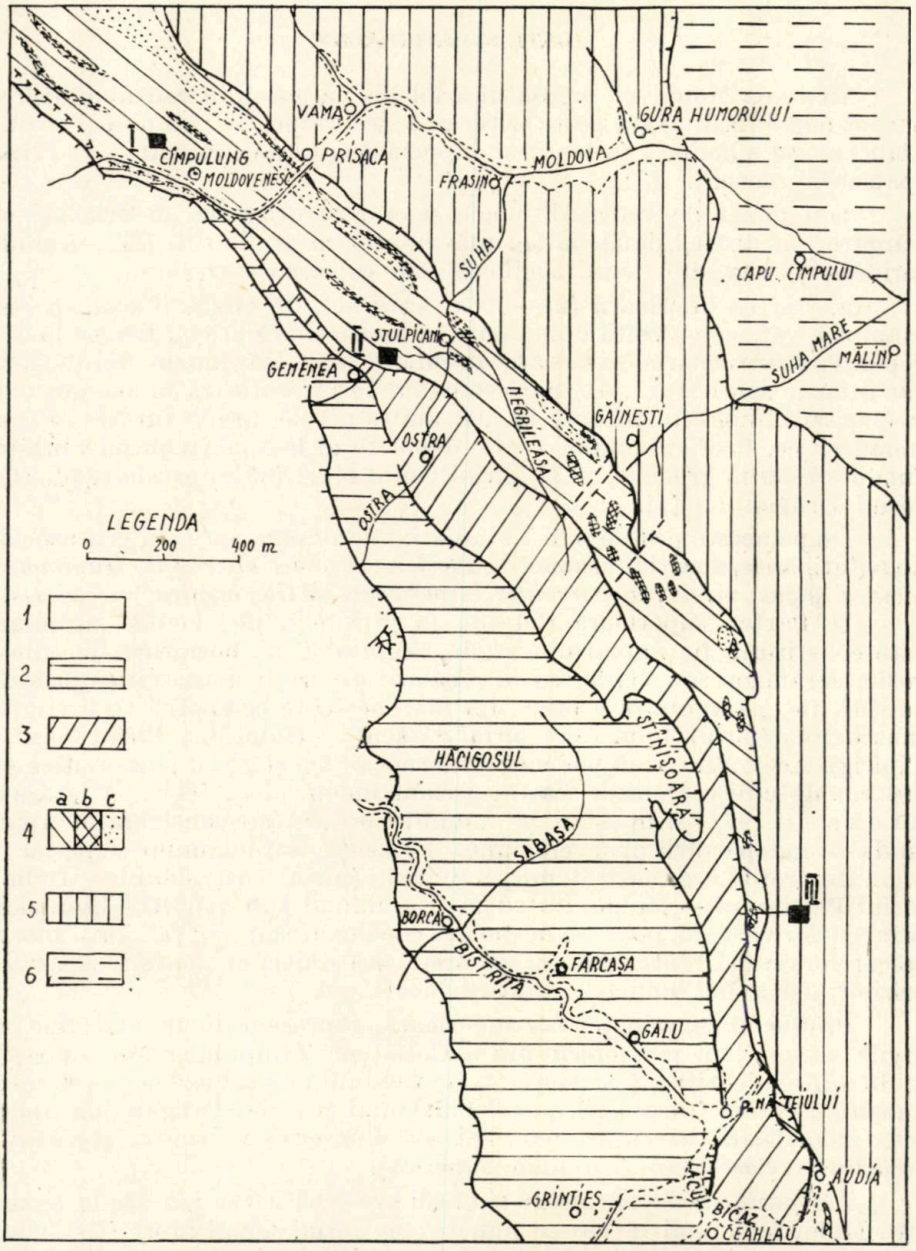


Fig. 2. — Schița unităților tectonice din zona flișului din partea nordică a Moldovei, cu amplasarea profilelor micropaleontologice studiate, în pînza șisturilor negre (Audia) (după Gr. Alexandrescu, 1971).

1. Unitatea cristalino-mezozoică
2. Pînza de Ceahlău
3. Pînza flișului curbicortical
4. Pînza șisturilor negre
   a. Strate de Audia
   b. Argile vărgate
   c. Gresia de Tomnatec (Prisaca)
5. Pînza de Tarcău.
6. Zona Neogenă de la exteriorul flișului.

Profile micropaleontologice

I. Pîriul Corlățeni
II. Pîriul Omul Mort
III. Pîriul Druganului și pîriul Agăpieni.

DATE STRATIGRAFICE

În valea Moldovei, orizontul argilelor vărgate din cadrul pînzei şis turilor negre (Audia) stă peste şisturile negre, respectiv complexul gresiilo glauconitice silicifiate (albian) şi suportă gresia de Tomnatec = Prisac (paleocen—eocen).

Din punct de vedere litologic şi cronostratigrafic, în seria argilelo vărgate am distins două părţi: una inferioară argilo-tufitică, cu radio laritate, şi una superioară argiloasă sau calcaroasă-grezoasă.

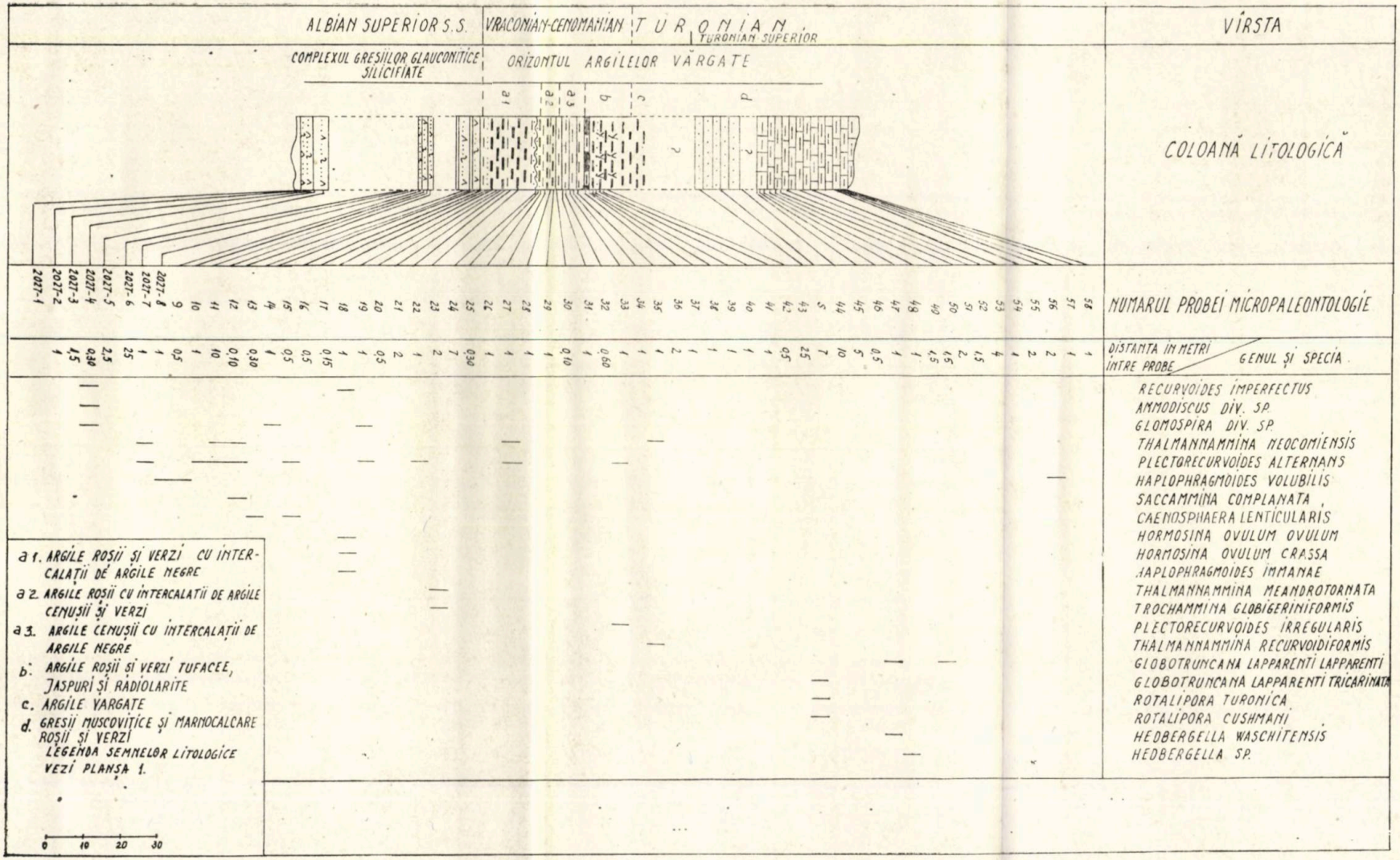
a. Partea inferioară (25—50 m grosime), de vîrstă vraconian-ceno maniană, este constituită dominant din argile şi argilite cu treceri la aleu ropelite, şisturi marnocalcaroase de culoare roşie, cărămizie, verde şi ma rar cenuşie sau neagră. În mod constant se intercalează în această part jaspuri şi radiolarite, situate la mai multe nivele, argile tufitice şi gresi muscovitice. Profile bune în aceste depozite ni le-a oferit pîrîul Corlăţen (unde are 50 m grosime, pl.I), pîrîul Omul Mort (35 m grosime, pl. II) ş pîrîul Druganului (pl. III).

De pe aceste profile a fost studiată microfauna care a oferit asociaţi de aglutinante, aparţinînd zonei cu *Plectorecurvoides alternans*, *Haplophrag moides gigas minor*, *Recurvoides imperfectus* şi *Glomospira irregularis*.

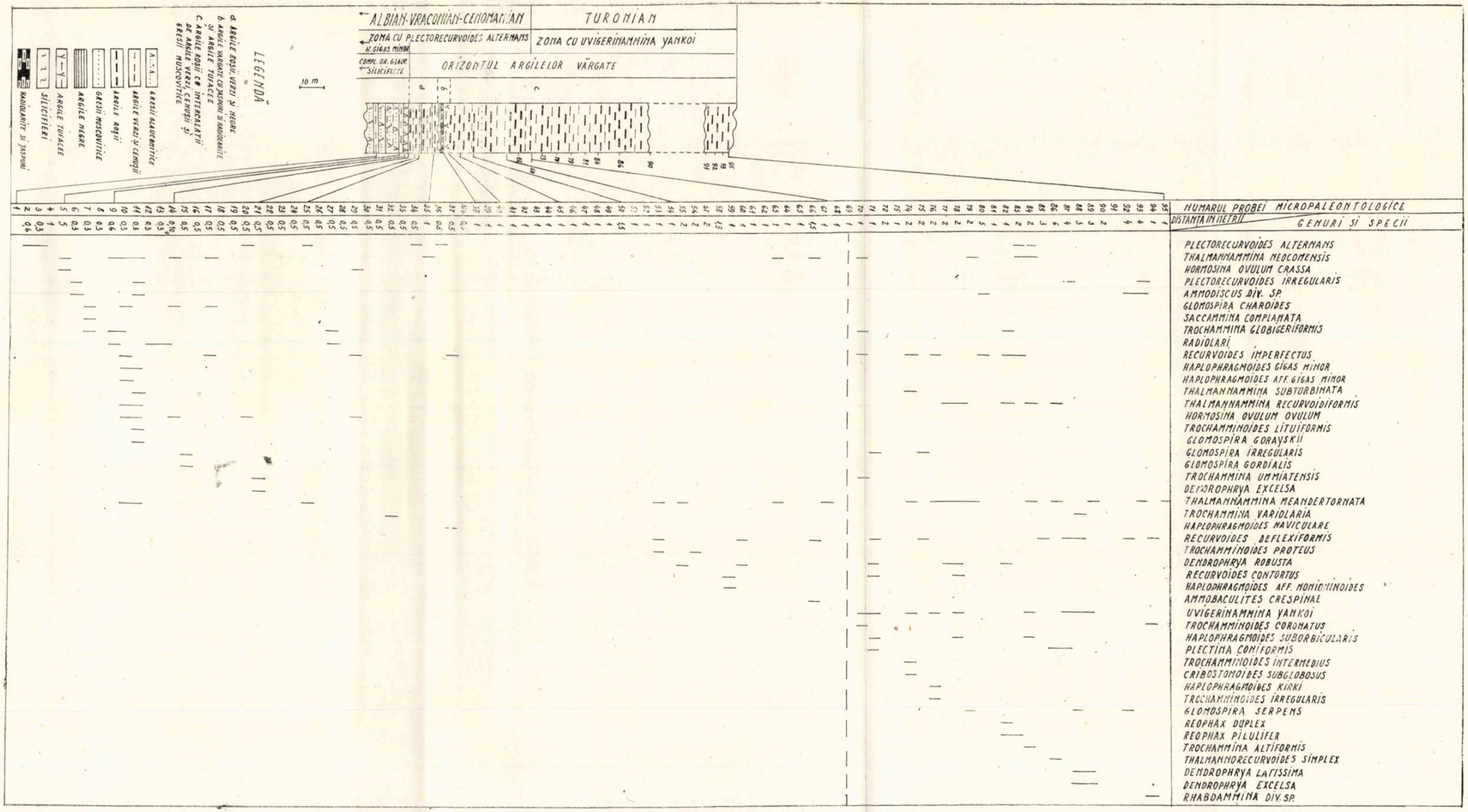
b. Partea superioară (60—80 m grosime), de vîrstă turoniană este constituită fie numai din argile, argilite şi marnocalcare de culoar roşie, cărămizie sau verde, cu intercalaţii de gresii muscovitice în strat subţiri, fie, pe anumite profile, din marnocalcare cenuşii şi roşii şi gresi muscovitice (pîrîul Omul Mort, pîrîul Sărăcuţ — Găineşti şi Pîrîul Negru — Pipirig). Acest din urmă pachet cu marnocalcare şi gresii muscovitice est separat de unii cercetători ca un orizont independent (Gr. Alexan drescu, 1971) şi lipsa lui pe anumite profile este considerată ca dato rindu-se îndepărtării prin eroziune. Prezenţa turonianului superior p anumite profile argumentat microfaunistic (pîrîul Druganului — Dolia ş pîrîul Paltinului — Moldoviţa), dezvoltat numai sub aspectul litofaciesu lui argilelor vărgate, poate să ne ducă la concluzia că lipsa gresiilor şi marno calcarelor cenuşii reprezintă variaţii de facies şi deci el poate fi separat c orizont, dar avînd numai o valoare locală.

Profile bune prin partea superioară, reprezentată în întregime pri argile vărgate, ni le-a oferit pîrîul Corlăţeni (Cîmpulung Moldovenesc) unde a fost identificată şi asociaţia de foraminifere a biozonei cu *Uvigeri nammina jankoi* (turonian), pîrîul Paltinului şi pîrîul Druganului, unde fost identificată asociaţia biozonei cu *Hormosima ovulum gigantea* ş *Nodellum velascoensis* (turonian superior).

Pachetul de marnocalcare şi gresii muscovitice se găseşte în bazinu văii Moldova numai în cîteva puncte: pe pîrîul Omul Mort (Gemenea) pîrîul Sărăcuţ (Găineşti) şi pe Pîrîul Negru (Pipirig). Pe pîrîul Omul Mor are o grosime de 50 m şi este constituit în prima parte din gresii muscovi tice şi microconglomerate (15 m gosime), apoi din argile şi marnocalcar roşii şi cenuşii (40 m), în strate de grosimi decimetrice. În aceste roci a fost identificate asociaţia de foraminifere aparţinînd zonei cu „*Globotrun cana* ex gr. *lapparanti*" (turonian superior) în care a fost identificată ş asociaţia de foraminifere a biozonei cu *Uvigeriammina jankoi* (Turonian)



PLANȘA II. **Distribuția foraminiferelor în partea terminală a complexului gresiilor glauconitice și orizontul argilelor vărgate de pe pîrîul Omul Mort (pînza șisturilor negre)**



PLANŞA I. Distribuţia foraminiferelor în orizontul argilelor vărgate de pe pîrîul Corlăţeni (pînza şisturilor negre).

'e Pîrîul Negru (afluent al văii Nemţului — Pipirig) şi pe pîrîul Sărăcuţ Găineşti) pachetul de marnocalcare şi gresii muscovitice (30 — 50 m) ste constituit în mod dominant din marnocalcare cenuşii şi verzui şi ubordonat se găsesc argile roşii, gresii muscovitice şi gresii calcaroase ure. Aceste depozite conţin globotruncane din grupul *lapparanti*.

Litologie. Argilele şi argilitele care iau parte la constituţia argilelor ărgate sînt constituite dintr-o masă argiloasă fină, în care materialul lastic apare sporadic şi este reprezentat prin granule de cuarţ, feldspat i lame de muscovit. Culoarea argilelor este în general roşie-cărămizie 75%) sau verzuie (25%). Către partea inferioară a orizontului apar reurenţe de argile negricioase şi cenuşii, uneori bituminoase, asemănătoare u argilele negre din seria şisturilor negre. Acestea sînt dispuse în benzi entimetrice sau decimetrice şi alternează cu pachete de argile roşii, încît eria capătă în această situaţie un aspect vărgat, caracteristic (profilul e pe pîrîul Omul Mort de la Slătioara — Gemenea, pl. II).

Şisturile marnoase şi marnocalcarele sînt alcătuite dintr-un amestec ıtim de argilă şi carbonat de calciu, pigmentate cu o pulbere fină, hematitiă. Materialul clastic apare uneori în cantitate mai mare şi este reprezentat rin granule de cuarţ metamorfic, feldspaţi şi foiţe de muscovit.

Gresiile muscovitice se dezvoltă, local, în jumătatea superioară a rizontului, alcătuind strate de grosimi de 0,1—1 m. Materialul clastic care ı parte la constituţia lor este reprezentat prin granule de cuarţ, feldspaţi otasici şi calcosodici (calcitizaţi sau sericitizaţi), lamele de muscovit şi iotit alterat, fragmente de marnocalcare şi fragmente de roci bazice 'eprezentate prin diabaze.

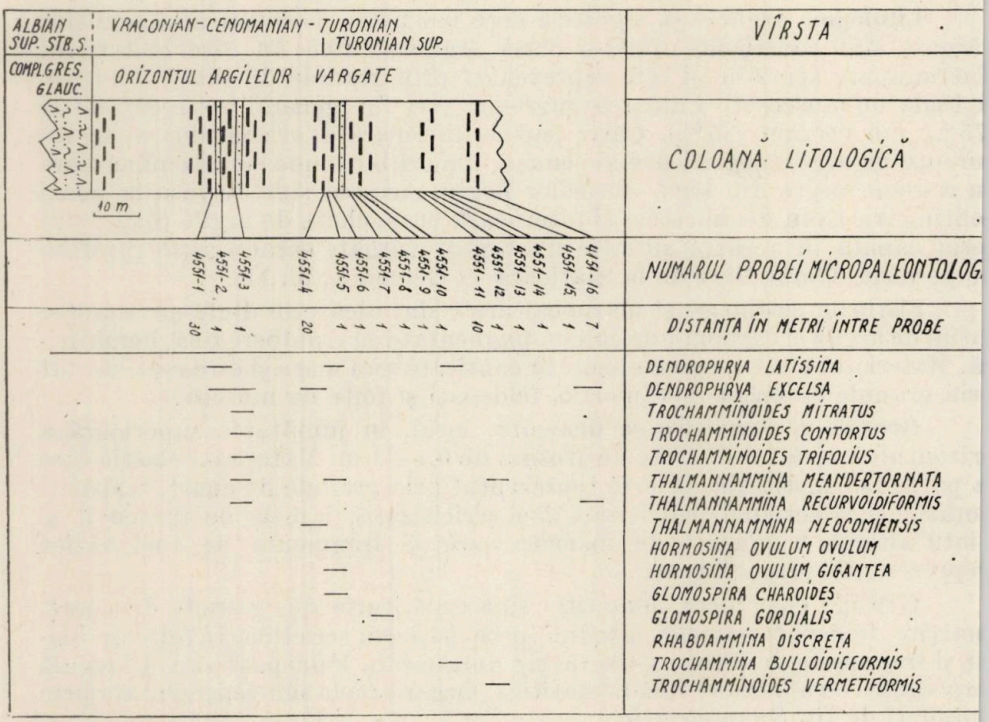
Gresiile cu ciment hematitic sînt constituite din granule de cuarţ, uarţite, feldspaţi potasici şi sodici (proaspeţi sau sericitizaţi), foiţe de bio- t şi fragmente de şisturi verzi de tip dobrogean. Feldspaţii sînt de regulă npregnaţi cu o pulbere fină hematitică. Organismele sînt reprezentate prin ıdiolari de tip *Spummelaria*.

Microconglomeratele sînt constituite din granule de cuarţ, feldspaţi otasici şi calcosodici (proaspeţi sau impregnaţi cu o pulbere hematitică), 'agmente de roci porfirice, fragmente de granite pegmatoide etc., toate rinse într-un ciment argilo-calcaros.

Jaspurile şi radiolaritele constituie un nivel constant şi sînt cantoate în jumătatea inferioară a orizontului cu argile vărgate, sub formă de rate centimetrice (1—10 cm) dispuse la mai multe nivele. Radiolarii din aspuri şi radiolarite sînt în parte cloritizaţi sau calcitizaţi şi aparţin grurilor *Spummelaria*, *Nasellaria* şi *Ropalastrum*.

Tot în partea inferioară a argilelor vărgate se întîlnesc concreţiuni ilimetrice sau submilimetrice de rodocrozit, avînd aceeaşi poziţie stratirafică ca şi concreţiunile de rodocrozit citate de Zb. Sujkowski 932, 1938) în bazinul Ceremuşului (U.R.S.S.).

Microfauna şi vîrsta. Pentru studiul micropaleontologic al orizontului gilelor vărgate au fost alese profilele de pe pîrîul Corlăţeni (Cîmpulung oldovenesc, pl. I), pîrîul Omul Mort (Slătioarele — Gemenea, pl. II), îrîul Druganului — Dolia — Pipirig (pl. III) şi pîrîul Paltinului (bazinul ăii Moldoviţa). Pe aceste profile argilele vărgate sînt bine deschise şi au rosimi cuprinse între 80 şi 140 m.



PLANȘA III Distribuția foraminiferelor în orizontul argilelor vărgate de pe pîrîul Druganului (pînza șisturilor negre) (legenda semnelor litologice vezi pl. I).

Studiul micropaleontologic a pus în evidenţă faptul că cele două părţi litologice separate, partea inferioară (argilo-tufitică-radiolaritică) şi partea superioară (argiloasă sau local calcaro-grezoasă), sînt deosebite şi din punctul de vedere al asociaţiilor de foraminifere conţinute, reprezentînd intervale de timp diferite.

a. Partea inferioară cu argile vărgate, jaspuri şi radiolarite este de vîrstă vraconian-cenomaniană şi conţine asociaţia biozonei cu *Plectorecurvoides alternans* Noth., *Haplophragmoides gigas minor* Nauss, *Recurvoides imperfectus* Hanzlikowa şi *Glomospira irregularis* (Grybz.), identificată pe pîrîul Corlăţeni, pîrîul Omul Mort şi pîrîul Druganului. Această asociaţie mai conţine speciile : *Thalmannammina neocomiensis* Geroch, *Th. meandertornata* Neagu şi Tocorjescu, *Trochammina globigerini-formis* Jones et Parker, *Plectorecurvoides irregularis* Geroch., *Hormosina ovulum ovulum* (Grzyb.) *H. ovulum crassa* Geroch, *Glomospira* div. sp., *Dendrophrya excelsa* Grzyb. etc.

Asociaţia biozonei de mai sus a fost identificată de noi, pe aceleaşi profile, şi în partea terminală a complexului gresiilor glauconitice silicifiate, care constituie culcuşul argilelor vărgate. Ea este considerată caracteristică în flişul carpatic, pentru intervalul albian-cenomanian (S. Geroch şi colab., 1967 ; Jana Săndulescu, 1967, 1973)[1]. Deci, în bazinul văii Moldova numai pe baza asociaţiei de foraminifere nu putem preciza termenul stratigrafic exact cu care încep argilele vărgate. În sectorul sudic (valea Buzăului) vraconianul este argumentat prin speciile *Parahibolites tourtiae* Weign (I. Marinescu, 1962). Menţionăm faptul că în nivele terminale ale complexului gresiilor glauconitice silicifiate nu se cunoaşte o macrofaună albiană sau de altă vîrstă. În concluzie, în mod convenţional, se admite că orizontul argilelor vărgate începe cu vraconianul, iar limita albian s. str. — vraconian coincide cu limita dintre argilele vărgate şi complexul gresiilor glauconitice silicifiate.

b. Partea superioară a nivelului cu argile vărgate sau calcaro-grezoasă conţine în totalitate asociaţia biozonei cu *Uvigerinammina jankoi* (turonian) sau, local, în nivelele terminale conţine şi biozonele turonianului superior, reprezentate prin asociaţia biozonei cu *Hormosina ovulum gigantea* şi *Nedellum velascoensis* (pîrîul Druganului şi pîrîul Paltinului, în litofaciesul argilelor vărgate), precum şi asociaţia biozonei cu *Globotruncana* ex gr. *lapparanti* (în litofaciesul cu marnocalcare şi gresii muscovitice).

Asociaţia biozonei cu *Uvigerinammina jankoi* caracterizează în totalitate partea superioară reprezentată numai prin argile vărgate de pe pîrîul Corlăţeni. Ea conţine speciile : *Uvigerinammina jankoi* Majzon, *Plectorecurvoides irregularis* Geroch., *Thalmannammina neocomiensis* Geroch., *T. meandertornata* Neagu şi Tocorjescu, *T. recurvoidiformis* (Hanzlikowa), *Trochamminoides coronatus* (Brady), *Haplophragmoides suborbicularis* (Gryb)., *Plectina coniformis* (Grzyb.), *Reophax duplex* Grzyb., *R. pilulifer* Brady.

Aceeaşi asociaţie cu *Uvigerinammina jankoi* a mai fost identificată în argilele vărgate de la Sadova şi Runcul Prisăcii (T. Neagu, 1962).

---

[1] Jana Săndulescu (1973) în M. Săndulescu şi colab., *Elaborarea sintezei geologice a Carpaţilor Orientali. Zona internă a flişului* (capitolul de microbiostratigrafie), arh. Inst. geol.

Asociaţia biozonei cu *Uvigerinammina* este considerată caracteristică turonianului din flişul carpatic (S. Geroch. şi colab., 1967; Jana Săndulescu, 1967, 1968[2], 1973[3]; T. Neagu, 1970 etc.).

Pe pîrîul Corlăţeni, unde succesiunea argilelor vărgate este bine deschisă, se poate înregistra clar limita dintre cenomanian şi turonian, prin debutul speciei *Uvigerinammina jankoi*.

Prezenţa turonianului superior în pachetul superior şi în litofaciesul argilelor vărgate este argumentat atît pe pîrîul Druganului (Pipirig), cît şi pe pîrîul Paltinul (valea Moldoviţa), în care locuri, la circa 50—60 m deasupra limitei dintre orizontul argilelor vărgate şi complexul gresiilor glauconitice silicifiate, apar primele exemplare de *Hormosina ovulum gigantea* şi *Nodellum velascoensis*. De aici în sus, argilele vărgate conţin asociaţia biozonei cu *Hormosina ovulum gigantea* şi *Nodellum velascoensis*, care mai cuprind pe aceste profile speciile: *Hormosina ovulum ovulum* (Grzyb)., *Trochamminoides vermetiformis* (Grzyb.), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *G. gordiales* (Jones et Parker), *Thalmannammina meandertornata* Neagu şi Tocorjescu, *T. recurvoidiformis* Neagu şi Tocorjescu, *Dendrophrya latissima* Grzyb., *D. excelsa* Grzyb., *Rhabdammina discreta* Brady.

Asociaţia biozonei cu *Globotruncana* ex gr. *lapparanti* caracterizează pachetul superior cu marnocalcare şi gresii muscovitice, dezvoltat local în nivelele terminale ale orizontului argilelor vărgate, argumentînd vîrsta lui turonian superioară. Astfel, pe pîrîul Omul Mort, prima secvenţă (15 m) a pachetului, alcătuită din gresii muscovitice, conţine (în secţiuni subţiri) exemplare de *Globotruncana lapparanti lapparanti* Brotzen, *G. lapparanti tricarinata* (Quereau), *Rotalipora turonica* Brotzen, *R. cushmani* (Morrow). Secvenţa următoare (35 — 40 m grosime), constituită din argile marnoase compacte cenuşii şi roşii, conţine exemplare de *Plectorecurvoides alternans* Noth., *Globotruncana lapparanti lapparanti* Brotzen, *Hedbergella* div. sp. şi *Pithonella ovalis* Kaufmann. Pe acest profil, între argilele vărgate care conţin asociaţia biozonei cu *Plectorecurvoides alternans*, *Halplophragmoides gigas minor* etc. şi pachetul cu microfaună turonian superioară există o lacună de observaţie de 25 m care ar putea aparţine turonianului inferior.

Pe pîrîul Sărăcuţ (Găineşti) şi Pîrîul Negru (Pipirig), unde se dezvoltă de asemenea pachetul cu marnocalcare şi gresii, s-au identificat mai puţine microfosile, dintre care menţionăm: *Pithonella ovalis*, *Globotruncana* ex gr. *lapparanii* şi *Heterohelix*.

CONCLUZII

Pe baza argumentelor menţionate, argilele vărgate din pînza şisturilor negre (Audia) din valea Moldovei aparţin intervalului vraconian — turonian. Vraconian — cenomanianul este reprezentat prin pachetul aleuropelitic vărgat, cu intercalaţii de radiolarite şi jaspuri, iar turonianul prin două litofaciesuri: litofaciesul argilelor vărgate şi litofaciesul cu marnocalcare cenuşii şi roşii şi gresii muscovitice.

[2] Jana Săndulescu (1968), *Studii microbiostratigrafice asupra flişului cretacic din partea sudică a munţilor Bodoc*, arh. Inst. geol.

[3] *Op. cit.* pct. 1.

Orizontul argilelor vărgate din valea Moldovei corespunde litostratigrafic şi cronostatigrafic atît cu stratele de Zagon sau stratele de Bota, din regiunea Covasna şi valea Buzăului, cît şi cu orizontul argilelor vărgate din pînza de Tarcău şi cel din semifireastra Bistriţei (unitatea cutelor marginale).

În pînza de Carnahora (U.R.S.S.), care reprezintă continuarea spre nord, în afara ţării noastre, a pînzei şisturilor negre (Audia), argilele vărgate îşi au corespondent în „seria a III-a şi a IV-a de Şipote" (Zb. Sujkowski, 1938) sau stratele de Ialoveţk (O. Kulciţki, 1959), a căror vîrstă este cenomanian — turoniană.

Radiolaritele şi jaspurile din orizontul argilelor vărgate din zona şisturilor negre din valea Moldovei au aceeaşi poziţie stratigrafică ca şi jaspurile şi radiolaritele din stratele de Zagon sau stratele de Bota şi stratele de Ialoveţk (U.R.S.S.) şi Polonia, din pînza sileziană şi subsileziană (Zb. Sujkowski, 1932; O. Kulciţki, 1959; F. Bieda şi colab., 1963; S. Geroch şi colab., 1967).

SUR L'ÂGE DES ARGILES BARIOLÉES DE LA NAPPE DES SCHISTES NOIRS (AUDIA) DE LA VALLÉE DE LA MOLDOVA (CARPATES ORIENTALES)

RÉSUMÉ

L'établissement des horizons des schistes noirs révèle que les argiles rouges et vertes, attribuées initialement aux schistes noirs, constituent en réalité un horizon indépendant situé à leur partie supérieure. Elles ont été consignées dans la nappe des schistes noirs sous le nom de : couches de Zagon (M.G. Filipescu, 1955, 1957) horizon des argiles rouges bariolées (I. Băncilă, 1958) et couches de Bota (I. Marinescu, 1962). En ce qui concerne leur âge, les analyses micropaléontologiques (T. Neagu, 1962; Elena Bratu, 1967) dénotent la présence du Turonien et du Cénomanien.

Les recherches effectuées dans le bassin de la vallée de la Moldova nous renseignent sur le contenu lithologique et chronostratigraphique de l'horizon des argiles bariolées de la nappe des schistes noirs.

L'horizon des argiles bariolées repose constamment sur des schistes noirs, respectivement sur le complexe des grès glauconieux silicifiés et supporte le grès de Tomnatec-Prisaca. À la constitution de cet horizon épais de 80 à 140 m participent des argiles et des argilites montrant des passages vers des aleuropélites, marnes et marnocalcaires, grès muscovitiques, micro-conglomérats, tuffites, jaspes et radiolarites. Dans le niveau des jaspes et radiolarites apparaissent des concrétions de rhodochrozite.

Au point de vue lithologique on y distingue :

a) la partie inférieure argileuse à intercalations de tuffites, radiolarites et jaspes comportant une association à : *Plectorecurvoides alternans Recurvoides imperfectus*, *Haplophragmoides gigas minor*, *Glomospira irregularis* (ruisseau Corlăţeni, pl. I; ruisseau Omul Mort, pl. II, ruisseau Druganu) d'âge albien-cénomanien qui caractérise aussi la partie supé-

rieure du complexe des grès glauconieux silicifiés du mur des argiles bariolées. Compte tenu de la microfaune nous ne sommes donc pas arrivés à établir à quel intervalle de temps il faut attribuer la partie inférieure de l'horizon des argiles bariolées et conventionnellement nous avons considéré qu'elle débute par le Vraconien ;

b) la partie supérieure est représentée par un lithofaciès à argile bariolée, ou par un lithofaciès à marnocalcaires et à grès muscovitiques. Elle comporte intégralement l'association de la biozone à *Uvigerinammina jankoi* (dans la coupe du ruisseau Corlăţeni, pl. I) qui dénote le Turonien. Il y a des endroits où dans les niveaux supérieurs apparaissent la biozone à *Hormosina ovulum gigantea* et *Nodellum velascoensis* (dans le lithofaciès des argiles bariolées du ruisseau Druganului-Pipirig, pl. III et du ruisseau Paltinului — vallée de la Moldoviţa) et la biozone à *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* (dans le paquet des marnocalcaires et des grès muscovitiques, ruisseau Omu Mort — Gemenea, pl. II et ruisseau Negru — Pipirig), indiquant le Turonien supérieur.

Nous considérons donc que le paquet inférieur à tuffites, radiolarites et jaspes et d'âge vraconien-cénomanien, et que celui supérieur est d'âge turonien, tout en précisant que le Turonien supérieur est représenté par des argiles bariolées ou par des marnocalcaires avec des grès muscovitiques.

Au point de vue lithologique et chronostratigraphique les argiles bariolées de la vallée de la Moldova ont des correspondants dans les couches de Zagon ou couches de Bota, du secteur méridional des Carpates Orientales (vallée de la Covasna et vallée du Buzău) autant que dans les « séries III et IV de Şipote » ou couches de Ialoveţc de la nappe de Cernahora (URSS).

Les radiolarites et les jaspes des argiles bariolées de la vallée de la Moldova occupent la même position stratigraphique que ceux des couches de Zagon ou de Bota du territoire de la Roumanie ou des couches de Ialoveţc de la nappe de Cernahora (URSS) et de la nappe silésienne ou sub-silésienne de Pologne (Sujkowski, 1938 ; Kulciţki, 1959 ; Bieda et al., 1963).

BIBLIOGRAFIE

ALEXANDRESCU Gr. (1971), *Studiul flişului cretacic intern şi extern dintre valea Bistricioarei şi valea Moldovei (Carpaţii Orientali)*, teză de doctorat, Univ. Bucureşti.

ATHANASIU S. (1908), *Studii geologice în regiunea internă a Carpaţilor din Moldova de N*, An. Inst. geol., **I.**

— (1913), *Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina*, Rap. Inst. geol. Rom. pe anii 1908—1910.

BĂNCILĂ I. (1958), *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

BĂNCILĂ I., AGHIORGHIESEI V. (1964), *Observaţii noi asupra flişului dintre valea Suha Mare — valea Moldovei (reg. Suceava)*, An. Com. geol., **XXXIII.**

BRATU ELENA (1967), *Microbiostratigrafia Cretacicului superior din zona şisturilor negre cuprinsă între Covasna şi valea Buzăului*, D. S. Com. geol., **LII/2.**

CERNEA G. (1952), *Zona internă a flişului dintre valea Moldovei şi valea Bistriţei*, An. Inst. geol., **XXIV.**

BIEDA F., GEROCH S., KOSZARSKI, L., KSIASZKIEWICZ M., ZYTKO K. (1963), *Stratigraphie des Karpates externes polonaises*, Inst. Geol. de Pologne, **X**,*181* , Varsovie-Cracovie.

FILIPESCU M. G. (1955), *Contribuţii la orizontarea Cretacicului din flişul Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. şi a Polit. Bucureşti, Seria şt. nat., *8*.

FILIPESCU M. G. (1957), *Contribuţii la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din flişul extern dintre văile Teleajen şi Uzu*, Bul. şt. Acad., **II, I.**

FILIPESCU G. M., DRĂGHINDĂ I., MUTIHAC V. (1952), *Contribuţii la cunoaşterea şi stabilirea vîrstei şisturilor negre din zona mediană a flişului Carpaţilor Orientali*, Com. Acad. R.P.R., **V**,*9 — 10*.

GEROCH S., JEDNOROWSKA A., KSIAZKIEWICZ M., LISKOVA J. (1967), *Stratigraphy based upon microfauna in the western Polish Carpathians*, Bull. Inst. Geol., *215*, Kraków.

KULCIŢKI O. (1959), *Melovoi i paleoghenovîi fliş iugo-vostocinoi ceasti Bostocinîh Carpat*, teză de doctorat, Univ. Lwow.

MACOVEI G. şi ATANASIU I. (1926), *Structura geologică a văii Bistriţei între Pîngăraţi şi Bistricioara, jud. Neamţ*, D.S. Inst. geol. Rom., **VIII.**

MARINESCU I. (1962), *Structura geologică a flişului dintre valea Bîsca Mare şi Izvoarele Putnei*, D.S. Com. geol., **XLVI.**

NEAGU T. (1962), *Studiul foraminiferelor aglutinate din argilele cretacice superioare de pe valea Sadovei (Cîmpulung Moldovenesc) şi bazinul superior al văii Buzăului*, St. cerc. geol., **VII**, *1*.

— (1970), *Micropaleontological and stratigraphical study of the Upper Cretaceous deposits between the upper valleys of the Buzău and Rîu Negru rivers (Eastern Carpathians)*, Mem. Inst. geol., **XII.**

PAUL K. (1876), *Gründzüge der Geologie der Bukowina*,, Jah. d.k. r. Geol. R.A., **XXVI**, *3*, Wien.

SUJKOWSKI Zb. (1932), *Radiolarites des Karpates polonaises orientales et leur comparaison avec les Radiolarites de la Tatra*, Bull. Sérv. Géol. de Pologne, **VII**, Varsovie.

— (1938), *Les séries de Szipot dans les Carpates polonaises orientales*, Travaux du Service Géol. de Pologne, **III**, *2*, Varsovie.

SĂNDULESCU JANA (1967), *Contributions à la connaissance des foraminifères éocrétacés des Carpates Orientales (zone interne)*, Assoc. geol. Carp.-Balc., VIII Congr., Beograd.

— (1972), *Étude micropaléontologique et stratigraphique du flysch du Crétacé supérieur — Paléocène de la région de Breţcu — Comandău (secteur interne méridional de la nappe de Tarcău — Carpates Orientales)*, Mem., Inst. Geol., **17.**

Primit în redacţie la 28 mai 1973

Institutul geologic

BIOZONE DE FORAMINIFERE ÎN DEPOZITELE PALEOCENE DIN VALEA DÎMBOVIȚEI (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

ELENA BRATU

55(05)

Una din cele mai interesante secțiuni biostratigrafice paleocene din zona internă a flișului se găsește în valea Dîmboviței (Carpații Orientali) unde se poate urmări o succesiune de biozone de foraminifere planctonice, însoțită de o asociație în exclusivitate din aglutinante.

LITOLOGIE

Secțiunile litologice paleocene de la Lăicăi (valea Dîmboviței) sînt reprezentate în general prin litofaciesuri de tip „ couches rouges" cu trecere gradată la flișul de Șotrile (eocen). În ansamblu, depozitele cercetate se pot raporta la un complex de marne și argile roșii, vișinii-corai și verzui cu foarte rare intercalații de gresii subțiri. La partea superioară, litofaciesurile pelitice sînt placate de gresii și microconglomerate cenușii cu grosimi cuprinse între 5 și 15 cm grosime. Prima secțiune (fig. 1) este definită de următoarea succesiune litologică probată de la partea superioară spre bază; nr. 35 — 24 — marne și argile tari, fin micacee masive, cenușii cu intercalații roșii. Stratificația neclară. Grosimea bancurilor de marne este în jur de 0,50 m. Culoarea cenușie a marnelor este întreruptă pe alocuri de pete și dungi roșii. Marnele cenușii au treceri spre marnocalcare.

De la nr. 23 la 1 — marne și argile vișinii și roșu corai cu intercalații verzui și cenușii pînă la albe de 1—15 cm grosime. Aspectul lor frecvent bariolat. Pe acest interval apar foarte rare gresii friabile subțiri de 3—5 cm grosime.

A patra secțiune (fig. 1) — proba nr. 48—70 — alternanță de marne și argile vișinii cu argile verzi uneori nisipoase friabile de 5—10cm grosime. Spre partea superioară predomină argilele vișinii cu foarte rare intercalații de argile verzui-cenușii în strate de 1—3 cm.

Secțiunea se încheie cu gresii și microconglomerate bogate în foraminifere mari (*Nummulites*, *Asterocyclina*) și resturi de briozoare, lamelibranchiate etc.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 409—423, București, 1973

DISTRIBUȚIA FORAMINIFERELOR PLANCTONICE

În secțiunile I și a II-a, prezența unei succesiuni de biozone de foraminifere planctonice atestă existența în parte a paleocenului inferior (= danian) și a paleocenului mediu-superior.

În cuprinsul acelorași secțiuni se remarcă numeroase întreruperi mai ales acolo unde profilul este acoperit. Această situație ar putea explica absența unor biozone de foraminifere, care apar de obicei în cîteva coloane din unele părți ale lumii (tabelul nr. 2).

Pe profilul văii Mitoii de la Lăicăi s-au identificat următoarele biozone tip :

1. Zona *Globigerina* (*Subbotina*) *triloculinoides*/*Globorotalia pseudobulloides* (danian=paleocen inf.)
2. Zona *Globorotalia angulata* (paleocen mediu)
3. Asociația cu foraminifere aglutinante (*Rzehakina fissistomate*, *Hormosina velascoense*, *Hormosina ovulum*)

Tabelul nr. 1

Repartiția principalelor specii de foraminifere planctonice în secțiunea de la Lăicăi – Vl. Dimboviței (Carpații Orientali)

Vîrsta	Paleogen							
	Paleocen						Eocen	
	inferior (danian)		mediu – superior				inferior	
Biozone de foraminifere / Asociația de foraminifere planctonice	*Globigerina* (*Subbotina*) *triloculinoides*, *Globorotalia pseudobulloides*	*Globorotalia angulata*	Foraminifere aglutinante	*Acarinina acarinata*	*Globorotalia*, *aequa* marginodentata	foraminifere mari (*Nummulites Asterocyclina*)		
Globigerina (*Subbotina*) *triloculinoides* Plummer	———							
Globigerina div. sp.	———							
Globorotalia pseudobulloides (Plummer)	———							
Globorotalia sp. aff. *pseudobulloides* (Plummer)	———							
Globorotalia varianta Subbotina	———							
Globorotalia sp. aff. *inconstants* Subbotina		———						
Globorotalia conicotruncata Subbotina		———						
Globorotalia angulata (White)		———						
Globorotalia aequa Cuhsman and Renz					———			
Globorotalia sp. aff. *aequa* Cushman and Renz					———			
Globorotalia marginodentata Subbotina				———	———			
Globorotalia subbotinae Morozova					– – –			
Acarinina acarinata Subbotina				———				
Acarinina triplex Subbotina				———	– – –			
Acarinina sp. Aff. *triplex* Subbotina				———				
Acarinina pentacamerata (Subbotina)				———				
LITOFACIES	MARNE ROȘII			FLIȘ (facies de Șotrile)				

PALEOGEN

EOCEN INF.

PALEOCEN INFERIOR — MEDIU - SUPERIOR

I

II

III

IV

GLOBOROTALIA AEQUA/
MARGINODENTATA

ACARININA ACARINATA

FORAMINIFERE
AGLUTINANTE

GLOBOROTALIA ANGULATA

GLOBIGERINA (SUBBOTINA)
TRILOCULINOIDES /
GLOBOROTALIA
PSEUDOBULLOIDES

Fig. 1. — Secţiuni prin depozitele poleogene de la Lăicăi — valea Dîmboviţei (Carpaţii Orientali).

Tabelul nr. 2

Biozone de foraminifere planctonice paleocen-eocene inferioare în unele părți ale lumii

Vîrsta		Trinidad Bolli, 1957	Libia Berggren, 1967	Tunisia Salaj, 1967	Egipt El-Nagarr 1967	Spania Hillebrandt, 1965	Europa de N. Berggren, 1967	Italia Apeninii centrali Luterbacher, 1967	Italia Paderno Dadda Cita, Premoli Silva Toumarkine, Bolli, Luterbacher, Mohler, Schaub, 1968	Carpații V-Slovacia Samuel, 1968	România Carpații orientali Tocorjescu, 1961	România Carpații orientali Bratu, 1972
EOCEN	inf.	*Globorotalia formosa formosa Globorotalia rex*	*Globorotalia rex*		*Globorotalia wilcoxensis*	*Globorotalia marginodentata / subbotinae*	*Globorotalia subbotinae / Globorotalia velascoensis*	*Globorotalia formosa formosa/ Globorotalia subbotinae*	*Globorotalia formosa formosa*	*Globorotalia subbotinae/ marginodentata*		*Globorotalia lensiformis*
P A L E O G E N	mediu — superior							*Globorotalia aequa*	*Globorotalia aequa*		*Globorotalia marginodentata*	*Globorotalia aequa / marginodentata*
		Globorotalia velascoensis	*Globorotalia velascoensis*	*Globorotalia velascoensis*	*Globorotalia velascoensis*	*Globorotalia velascoensis*	*Globorotalia velascoensis*	*Globorotalia velascoensis*	*Globorotalia velascoensis*			
										Globorotalia aequa		*Acarinina acarinata*
		Globorotalia pseudomenardi		*Globorotalia pseudomenardi*		*Globorotalia pseudomenardi*	*Globorotalia pseudomenardi*		*Globorotalia pseudomenardi*			*foraminifere aglutinante*
		Globorotalia pusilla pusilla	*Globorotalia pusilla pusilla/*			*Globorotalia pusilla pusilla*		*Globorotalia pusilla pusilla*	*Globorotalia pusilla pusilla*	*Globorotalia pusilla pusilla*		
			Globorotalia angulata	*Globorotalia angulata*	*Globorotalia angulata*	*Globorotalia angulata*	*Globorotalia angulata /, Globorotalia pusilla*		*Globorotalia angulata*		*Globorotalia crassata*	*Globorotalia angulata*
	inferior	*Globorotalia uncinata*	*Globorotalia/ uncinata*	*T. (acarinina) inconstans praecursoria*	*Globorotalia compressa / Globigerina daubjergensis*	*Globorotalia inconstans / Globorotalia uncinata Globigerina edita / Globigerina trinidadensis*	*Globorotalia uncinata / Globorotalia spirialis*	*Globorotalia uncinata*	*Globorotalia uncinata*	*Turborotalia (A) inconstans praecursoria*		?
		Globorotalia trinidadensis	*Globorotalia spirialis*					*Globorotalia trinidadensis Globorotalia pseudobulloides/ Globigerina daubjergensis*	*Globorotalia trinidadensis Globorotalia pseudobulloides*		*Globigerina si foraminifere aglutinante*	*Globigerina (subbotina) triloculinoides / Globorotalia pseudobulloides*
			Globorotalia trinidadensis/									
			Globoconusa daubjergensis				*Globoconusa daubjergensis*	*Globigerina eugubina*				
				Globigerina compressa								

Vîrsta		U R S S Crimeea, Precaucaz V-Asia centrală Schutzkaya, 1970	Vîrsta		U R S S Crimeea Morozova, Schutzkaya, 1972	U R S S Caucaz N Subbotina, 1960	U R S S Kopet-Dag Morozova et all. 1967
EOCEN	inferior	*Globorotalia subbotinae Globorotalia aequa*	EOCEN	YPRESIAN	*Globorotalia subbotinae*	d *Truncorotalia lensiformis*	*Globorotalia* ex gr. *crassata / Globorotalia subbotinae*
P A L E O G E N	superior	*Acarinina acarinata*	P A L E O G E N	T H A N E T I A N superior		c *Globorotalia marginodentata Acarinina interposita*	*Acarinina mcakannai*
		Acarinina subsphaerica			*Acarinina subsphaerica*		
		Acarinina Todjikistanensis Djanensis		inferior		b *Globorotalia crassata Acarinina triplex*	*Acarinina quadratoseptata*
	inferior	*Acarinina praepentacamerata*		MONTIAN	*Globorotalia angulata*		*Acarinina inconstans Globigerina trivialis*
		Globorotalia angulata					
CRETACIC		*Acarinina inconstans*		DANIAN	*Acarinina inconstans*	a *Truncorotalia conicotruncata*	*Globoconusa daubjergensis / Acarinino indolensis*
		Globigerina trivialis					*Globigerina microcellulosa*
		Globoconusa daubjergensis			*Globoconusa daubjergensis*		*Globigerina/ (Eoglobigerina taurica)*
		Globorotalia compressa			*Eoglobigerina taurica*		

4. Zona *Acarinina acarinata* (paleocen mediu-superior)
5. Zona *Globorotalia aequa/marginodentata* (paleocen superior).

1. Zona *Globigerina* (*Subbotina*) *triloculinoides/Globorotalia pseudobulloides* (fig. 1 ; tabelul nr. 1 ; pl. I, II) s-a identificat în probele 35—28 și 81—82 din baza secțiunilor I și respectiv a II—a. Limita superioară a acestei biozone este marcată de apariția primelor exemplare de *Globorotalia angulata* (White) (pl. III, IV). Speciile cele mai caracteristice ale acestei biozone sînt : *Globigerina* (*Subbotina*) *triloculinoides* Plummer, *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer), *Globorotalia varianta* (Subbotina). Alături de acestea se mai găsesc numeroase foraminifere bentonice printre care menționăm următoarele genuri : *Dendrophrya*, *Trochamminoides*, *Glomospira*, *Eponides*, *Gyroidina*, *Lenticulina*.

2. Zona *Globorotalia angulata* (fig. 1 ; tabelul nr. 1 ; pl. II, III) apare pe un interval foarte scurt (probele 28—27) și dispare odată cu invazia foraminiferelor aglutinante (proba 26). Principalele specii sînt : *Globorotalia angulata* (Wite), *Globorotalia conicotruncata* Subbotina, *Globigerina* (*Subbotina*) *triloculinoides* Plummer, *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer). Împreună cu acestea își au locul și foraminiferele calcaroase bentonice, cum sînt reprezentanți ai genurilor *Dentalina*, *Nodosaria*, *Bulimina*, *Eponides*, *Gyroidina*, *Pullenia*.

3. Asociația cu foraminifere aglutinante (fig. 1 ; tabelul nr. 1) se interpune în exclusivitate între două biozone de foraminifere planctonice. Din probele 26—24 (secț. I) și probele 83—87 (secția a II-a) se remarcă prezența speciilor de *Rzehakina fissistomata* Grzybowski, *Hormosina velascaense* (Cushman), *Glomospira* div. sp. Sînt prezente de asemenea și unele genuri de foraminifere calcaroase bentonice.

4. Zona *Acarinina acarinata* (fig. 1 ; tabelul nr. 1 ; pl. VII, VIII, IX, X) s-a identificat după o lacună de observație în probele 23—22 (secț. I) și proba 36 (secț. a III-a). Odată cu apariția acestei zone se observă și o schimbare semnificativă în compoziția foraminiferelor planctonice. Asociația este astfel reprezentată în exclusivitate prin specii ale genurilor *Globigerina*, *Acarinina*, *Globorotalia*. Subordonat acestora se mai mențin rar specii de foraminifere aglutinante și foraminifere calcaroase bentonice.

Principalele specii ale acestei zone sînt : *Globigerina* (*Subbotina*) *triloculinoides* Plummer (f. rară), *Globigerina pseudeocaena* Subbotina, *Acarinina acarinata* Subbotina, *Acarinina triplex* Subbotina, *Acarinina pentacamerata* (Subbotina) și primele exemplare ale speciei *Globorotalia marginodentata* Subbotina.

5. Zana *Globorotalia aequa / marginodentata* (fig. 1, tabelul nr. 1 ; pl. IV, V, VI, VII) este larg dezvoltată în jumătatea superioară a tuturor secțiunilor (I, II, III, IV).

Limita inferioară a acestei zone nu poate fi determinată, iar limita superioară se situează sub primele gresii și microconglomerate cu foraminifere mari (secția IV-a).

În asociația acestei zone predomină genul *Globigerina* cu diferite specii, dintre care constantă este *Globigerina* (*Subbotina*) *triloculinoides* Plummer. Începînd de la partea inferioară și pînă la partea superioară a acestei zone se observă o repartizare uniformă a speciei *Globorotalia margi-*

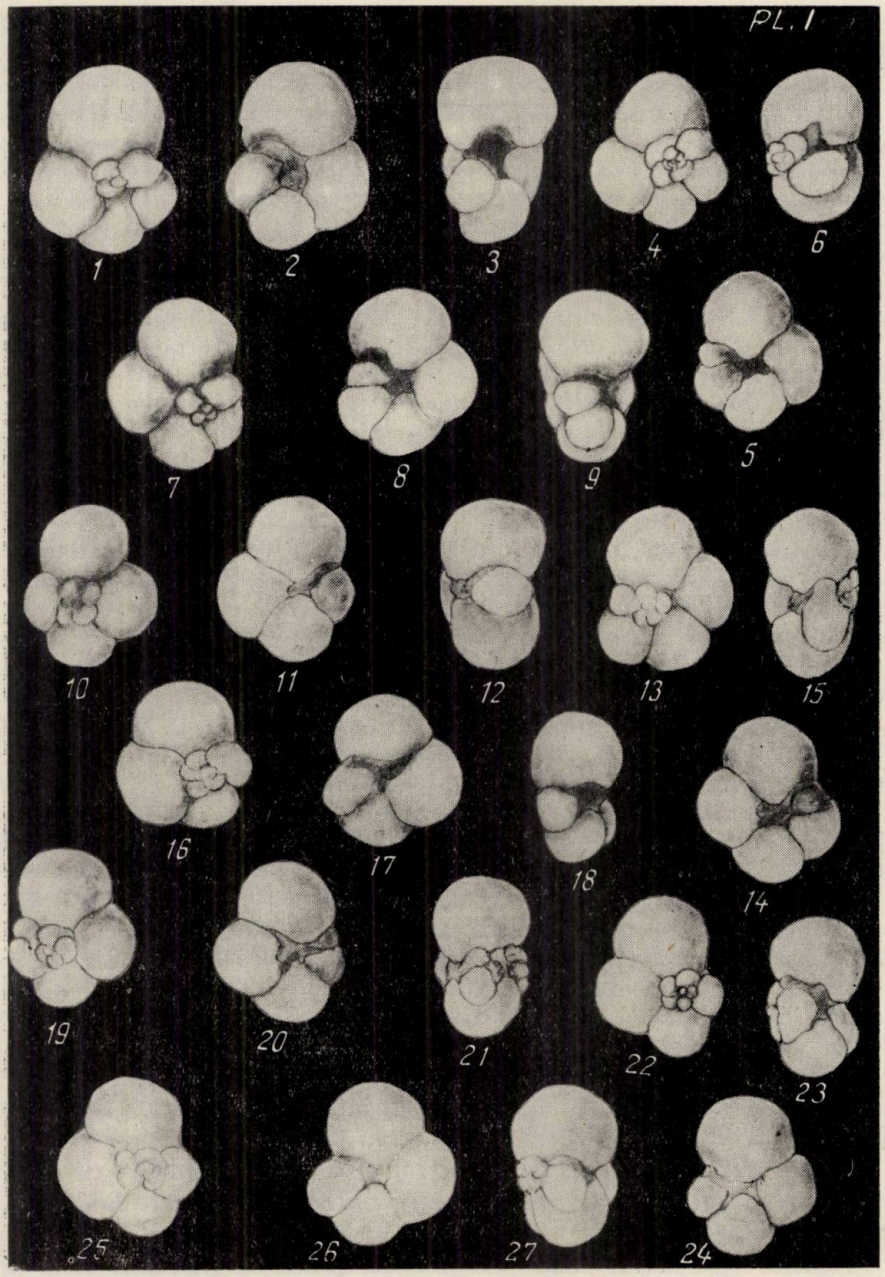


Fig. 4—9; 13—18; 25—27. — *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer).
Fig. 1—3; 10—12; 19—24; — *Globorotalia varianta* (Subbotina).

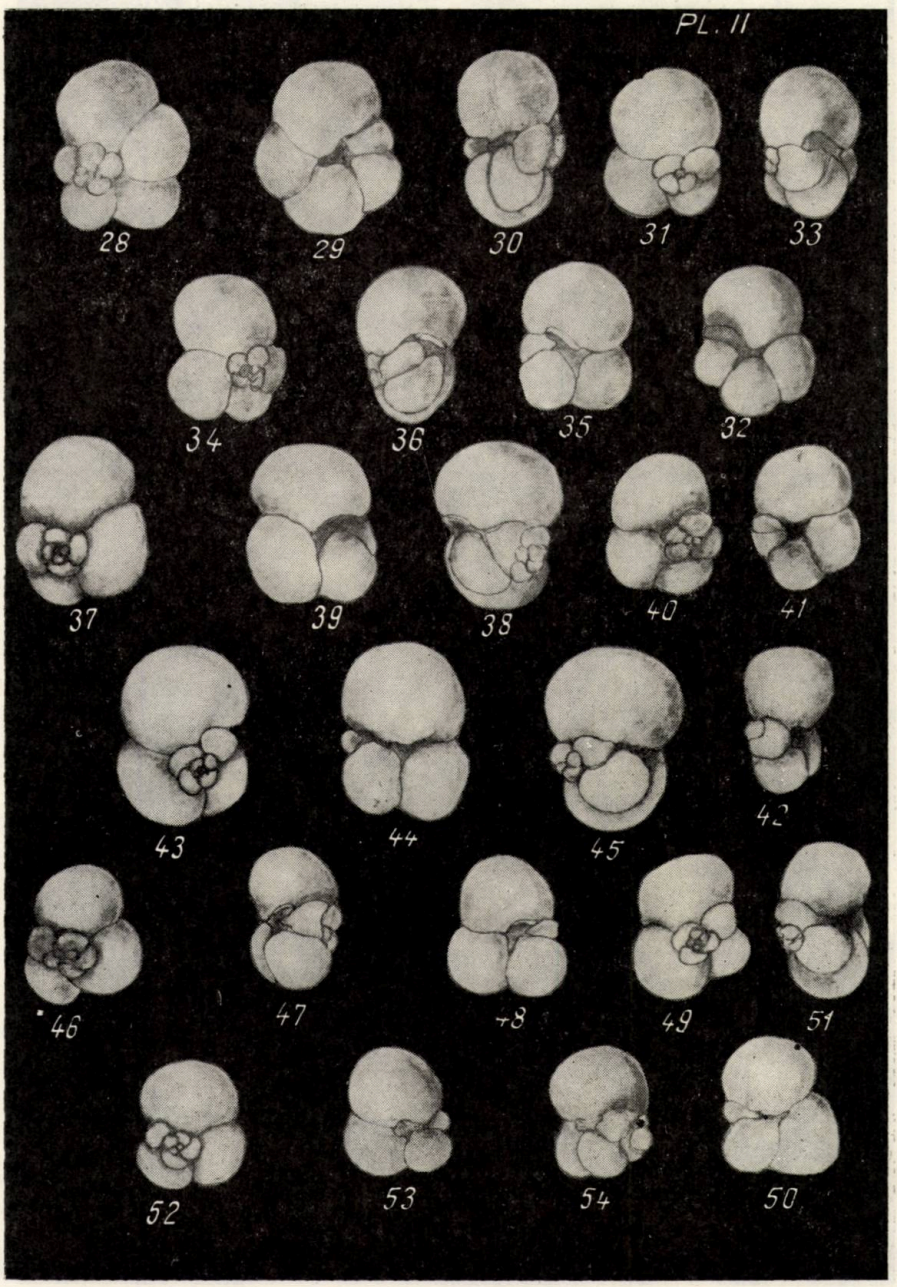


Fig. 28—30. — *Globorotalia* sp. aff. *pseudobulloides* (Plummer).
Fig. 31—33; 40—42. — *Globorotalia varianta* (Subbotina)
Fig. 34—36; 43—45; 52—54. — *Globigerina* (*Subbotina*) *triloculinoides* Plummer.
Fig. 37—39; 46—48; 49—51. — *Globigerina* div. sp.

Fig. 55—66. — *Globorotalia conicotruncata* (Subbotina).
Fig. 67—72; 76—78. — *Globorotalia angulata* (White).
Fig. 73—75. — *Globorotalia* ex gr. *aequa* Cushman and Renz.
Fig. 79—81. — *Globorotalia* sp. aff. *inconstans* (Subbotina).

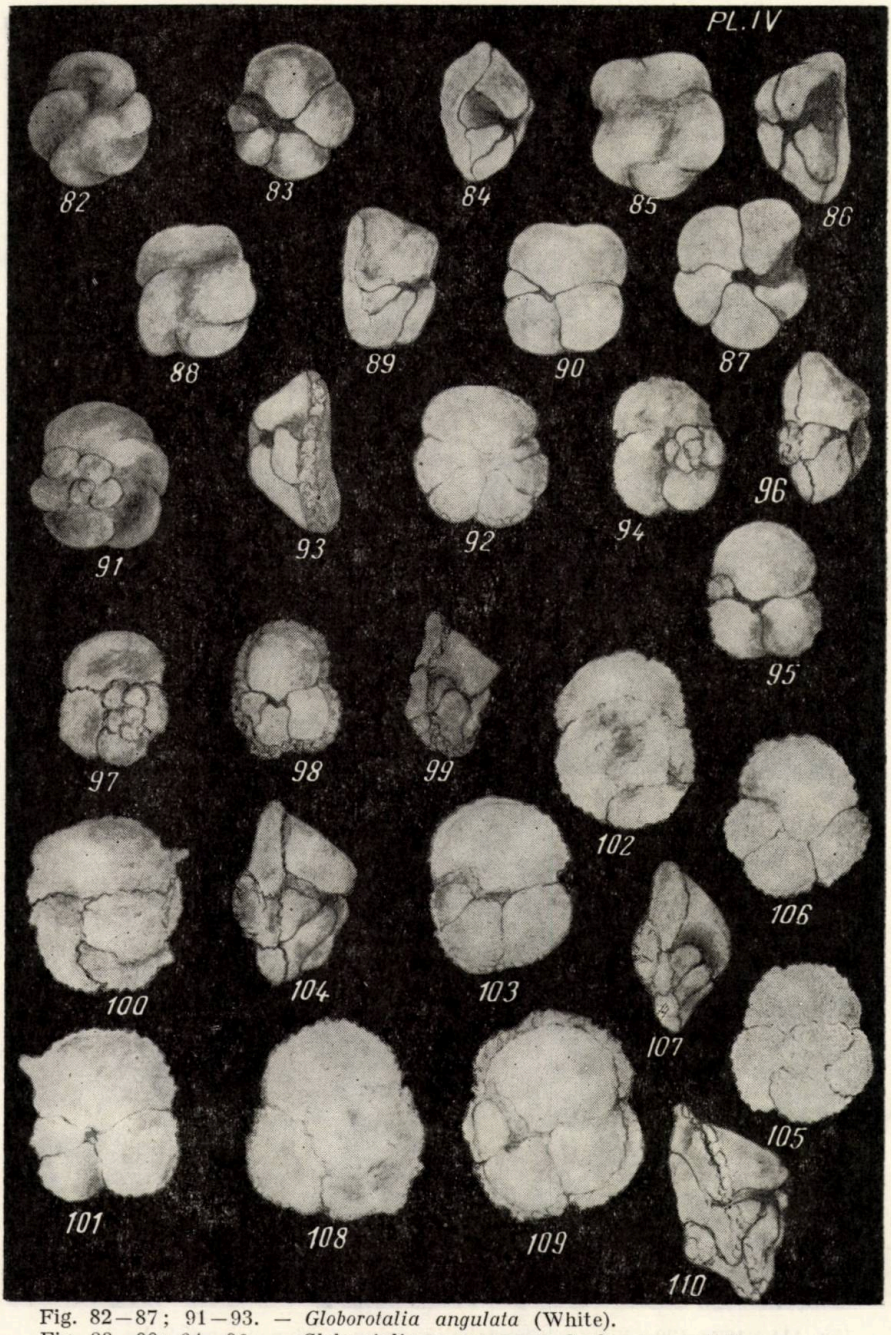


Fig. 82—87; 91—93. — *Globorotalia angulata* (White).
Fig. 88—90; 94—96. — *Globorotalia* ex gr. *aequa* Cushmann and Renz.
Fig. 97—107. — *Globorotalia aequa* Cushman and Renz.
Fig. 108—110. — *Globorotalia subbotinae* Morozova.

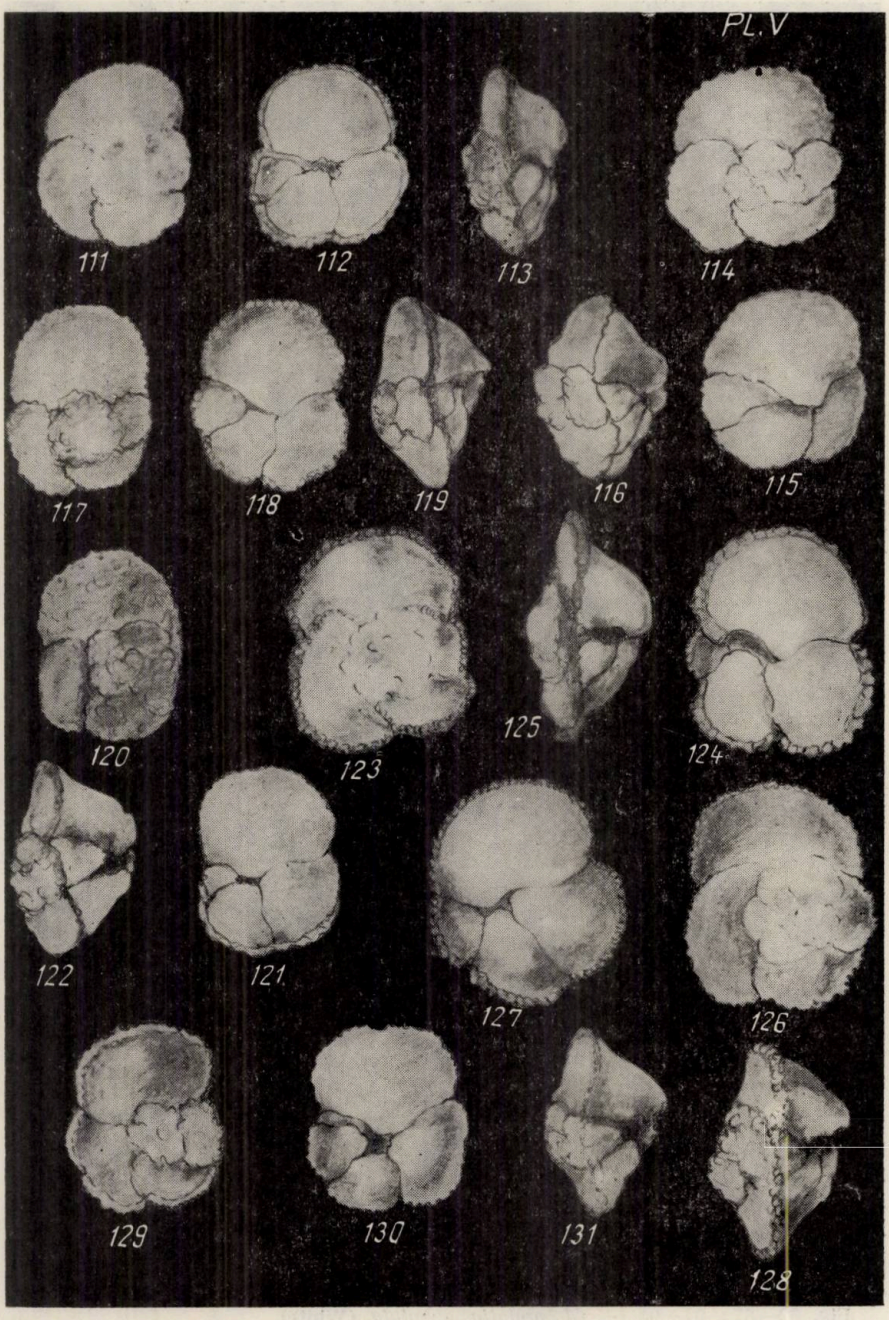


Fig. 111—122 : 129—131. — *Globorotialia aequa* Cushman and Renz.
Fig. 123—125. — *Globorotalia* sp. aff. *aequa* Cushman and Renz.
Fig. 126—218. — *Globorotalia subbotinae* Morozova.

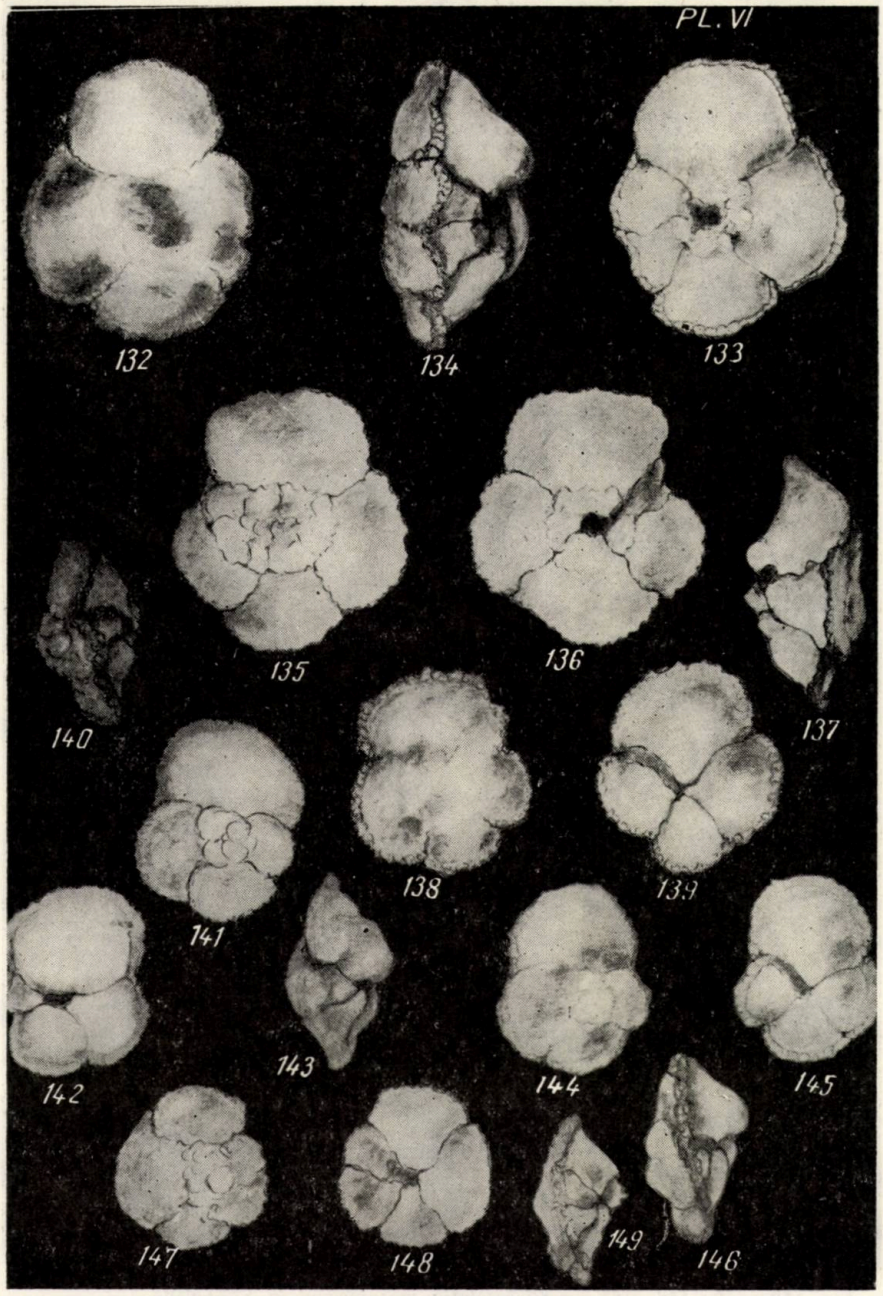


Fig. 132—134; 144—146. — *Globorotalia subbotinae* Morozova.
Fig. 135—140; 147—149. — *Globorotalia marginodentata* Subbotina.
Fig. 141—143. — *Globorotalia* sp. aff. *aequa* Cushman and Renz.

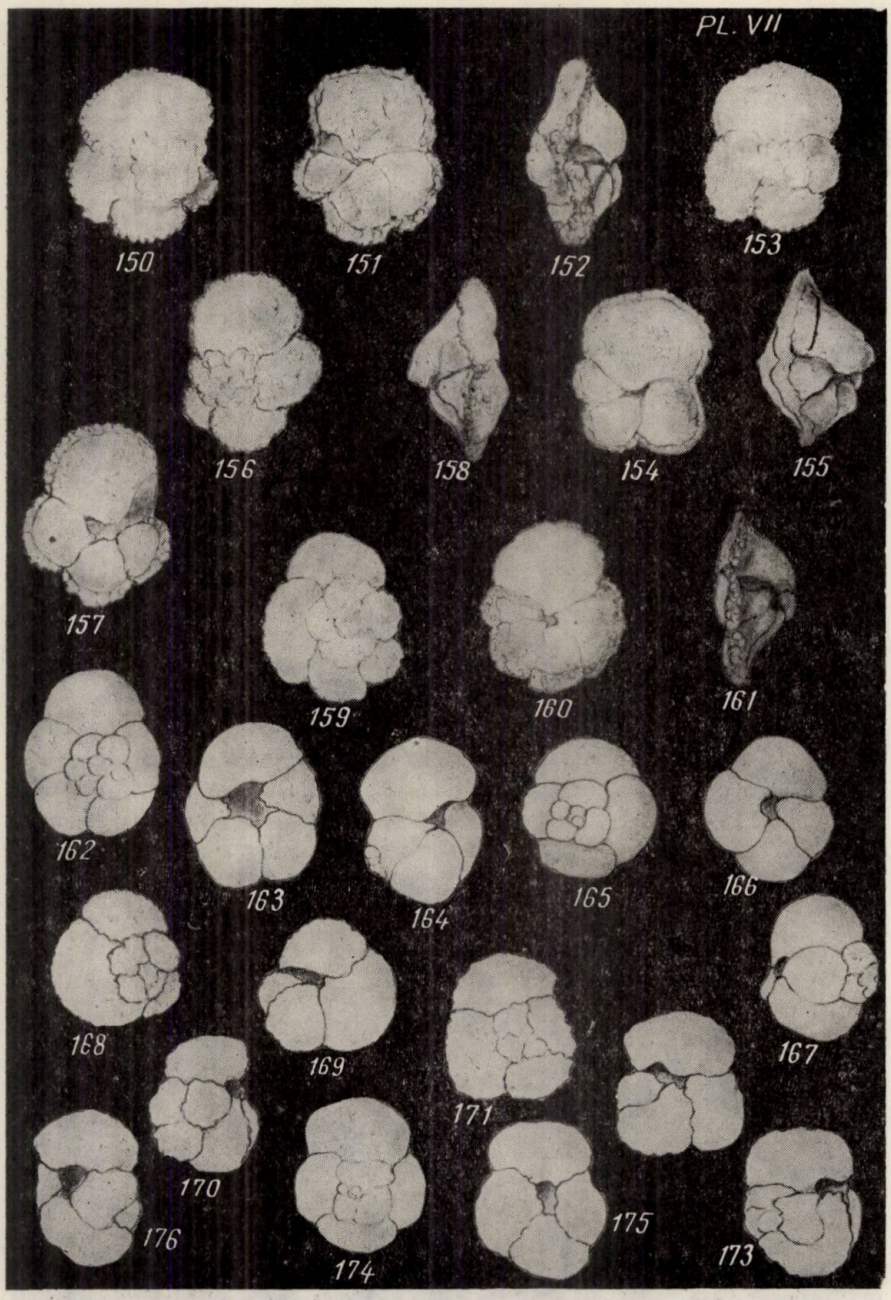


Fig. 150—152; 156—161. — *Globorotalia marginodentata* Subbotina.
Fig. 153—155. — *Globorotalia aequa* Cushman and Renz.
Fig. 162—164. — *Acarinina pentacamerata* (Subbotina).
Fig. 165—176. — *Acarinina acarinata* Subbotina.

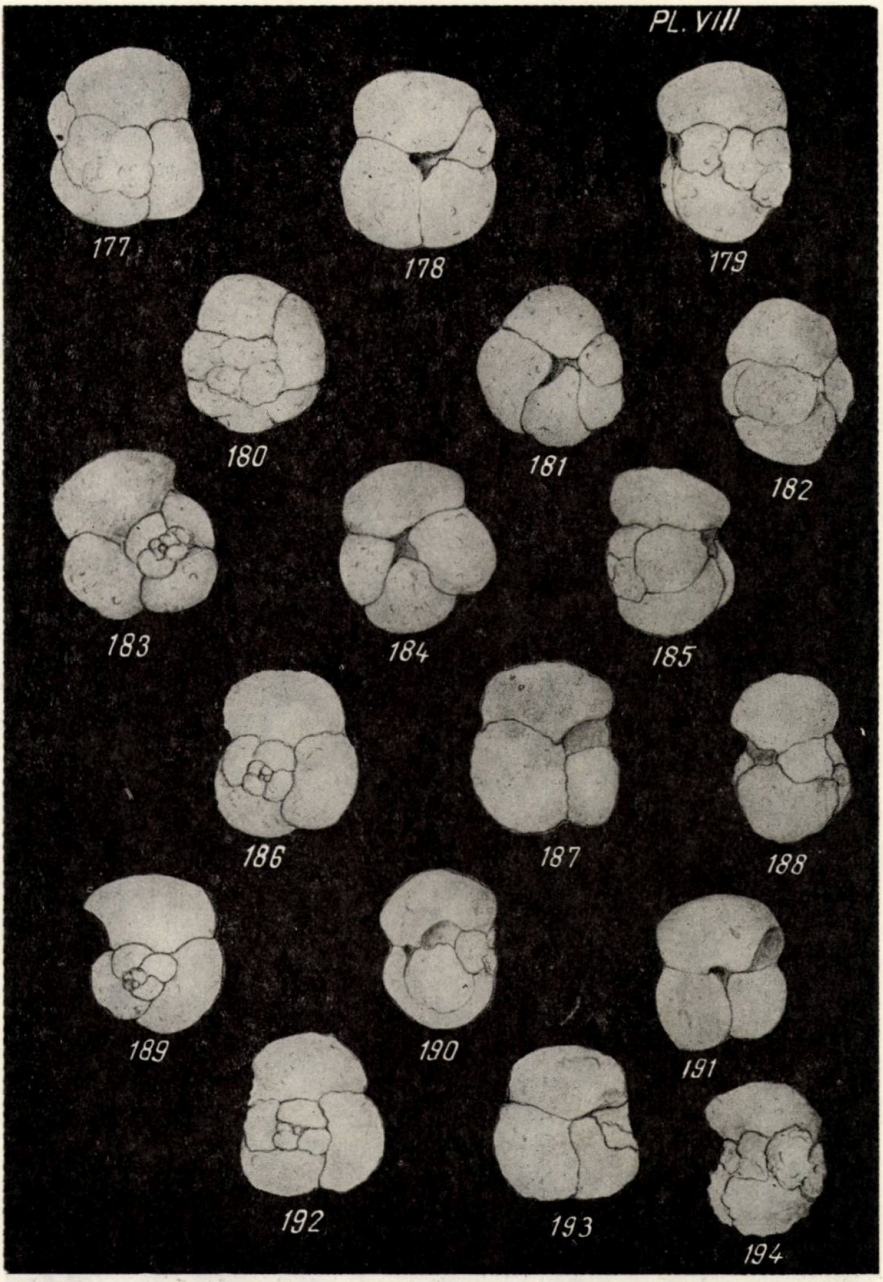


Fig. 177—179; 186—194. — *Acarinina triplex* Subbotina.
Fig. 180—182. — *Acarinina acarinata* Subbotina.
Fig. 183—185. — *Acarinina* sp. aff. *acarinata* Subbotina.

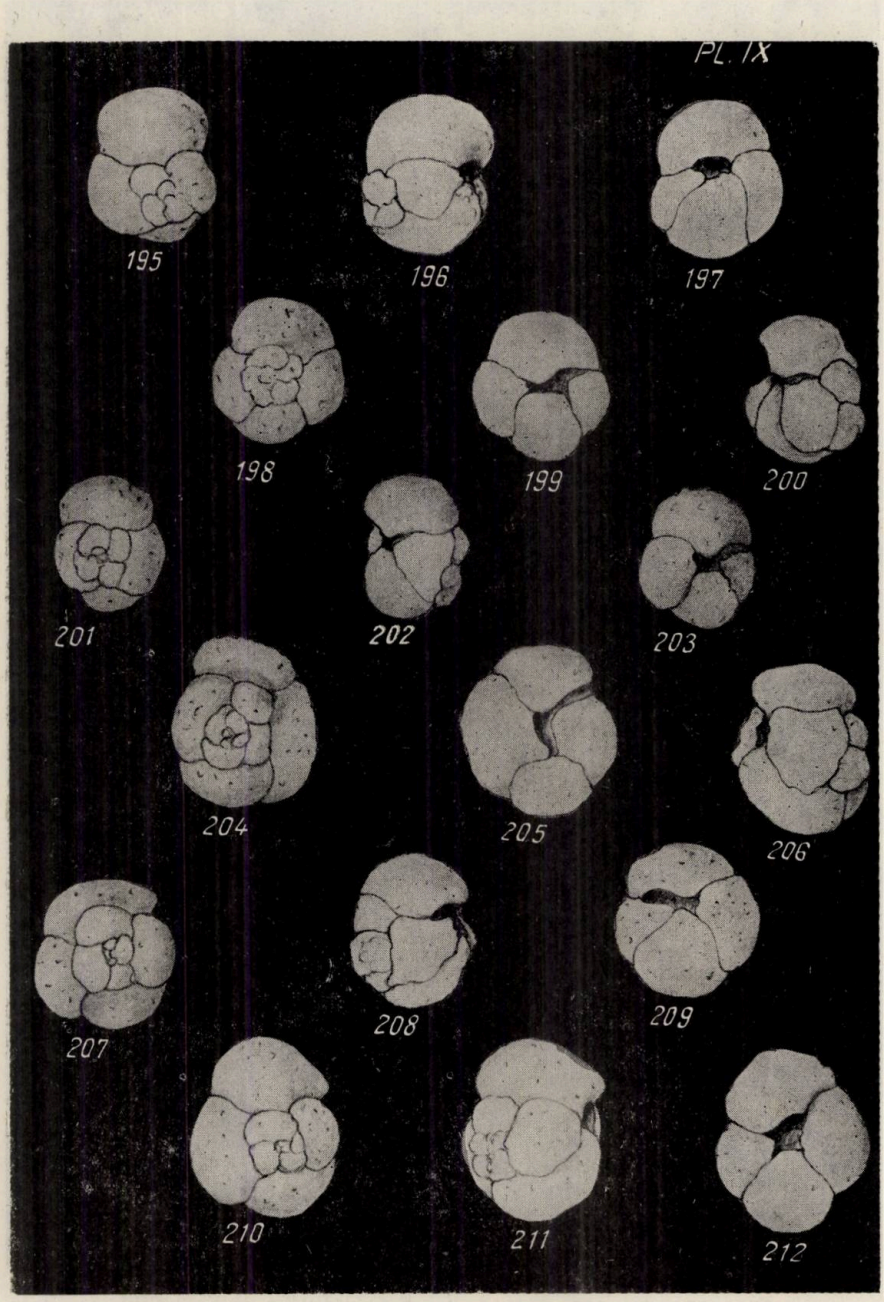


Fig. 195—212; — *Acarinina acarinata* Subbotina.

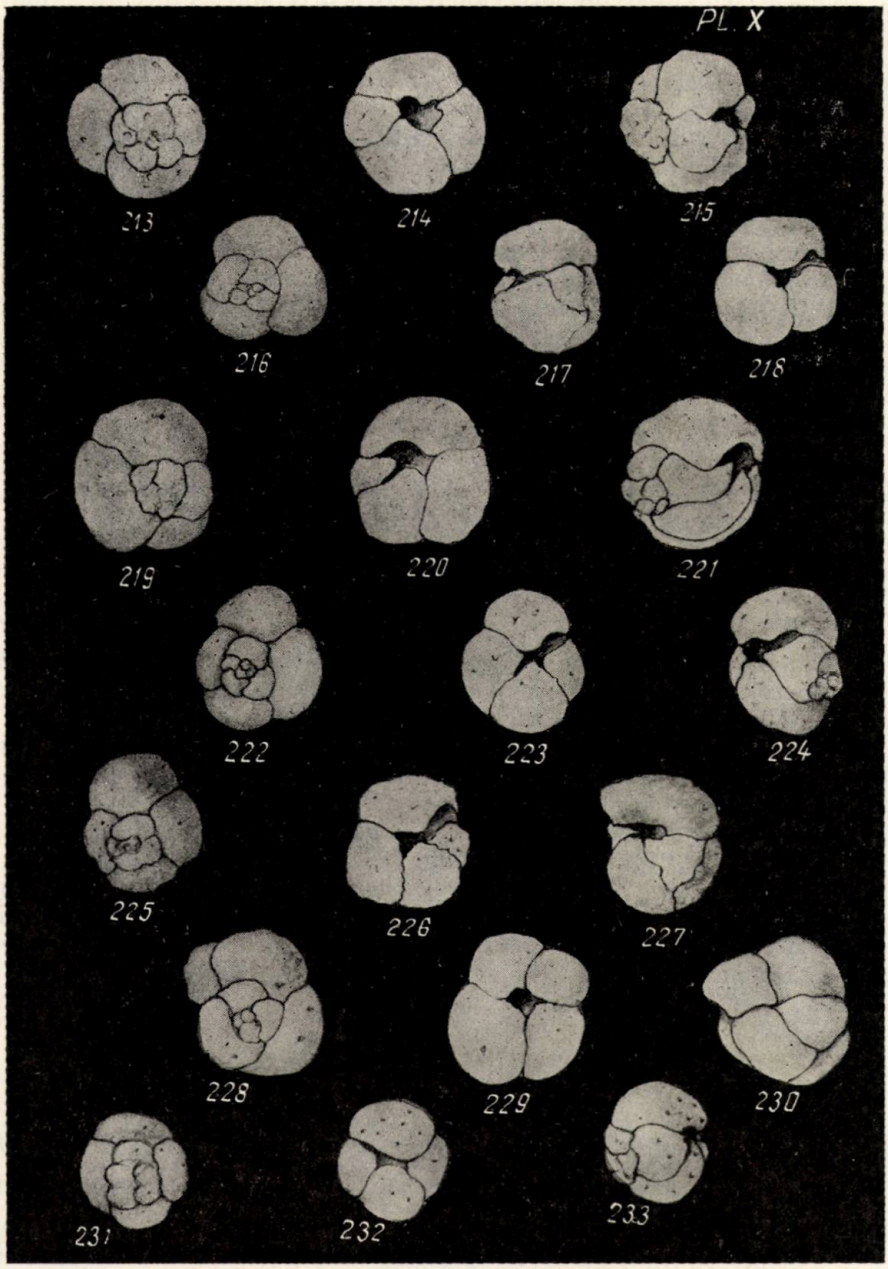


Fig. 213—215; 219—224; 231—233. — *Acarinina acarinata* Subbotina.
Fig. 216—218; 228—230. — *Acarinina triplex* Subbotina.
Fig. 225—227. — *Acarinina* sp. aff. *triplex* Subbotina.

nodentata Subbotina. În ceea ce privește specia *Globorotalia aequa* Cushman and Renz, aceasta apare pe intervale foarte scurte, uneori într-un număr de exemplare destul de mic, cum este în cuprinsul secțiunii I.

La partea superioară a acestei zone se individualizează și primele exemplare de *Globorotalia subbotinae* Morozova, asociate cu forme de tranziție între aceasta și *Globorotalia aequa marginodentata.*

Pe anumite intervale sînt frecvente și exemplare ale unor specii de *Chilogümbelina.*

Explozia de foraminifere planctonice din cuprinsul acestei zone este însoțită pe anumite porțiuni de rare exemplare ale genurilor *Saccammina, Rhabdammina, Dendrophrya, Bathysiphon, Reophax, Glomospira, Haplophragmoides, Trochamminoides, Dentalina, Nodosaria.*

Existența acestor biozone permite o strînsă corelare biostratigrafică și cronostratigrafică cu regiuni din Trinidad, Libia, Tunisia, Egipt, Spania, Europa de nord, Italia, Slovacia, Crimeea, Caucazul de nord Asia centrală (tabelul nr. 2).

FORAMINIFERAL BIOZONES IN THE PALEOCENE DEPOSITS FROM DÎMBOVIȚA VALLEY — ROMANIA

SUMMARY

As a result of the investigation work performed on the Danian-Paleocene foraminiferal associations from the red marls deposits in Lăicăi-Dîmbovița valley, the following five biozones were separated :

1. *The Globigerina (Subbotina) triloculinoides/Globorotalia pseudobulloides* zone (Lower Paleocene — Danian)
2. The *Globorotalia angulata* zone (Middle Paleocene)
3. The agglutinated foraminifers association (Middle Paleocene)
4. The *Acarinina acarinata* zone (Middle — Upper Paleocene)
5. The *Globorotalia aequa/marpinodentala* zone (Upper Paleocene).

The existence of these biozones bends to a closer biostratigraphical and chronostratigraphical correlation with regions from Trinidad, Libya, Tunisia, Egypt, Spain, northern Europe, Italy, Slovakia, Crimea, N. Caucasus, Central Asia, etc.

BIBLIOGRAFIE

BERGGREN W.A. (1965), *Some problems of Paleocene. Lower Eocene Planktonic foraminiferal correlations*, Micropaleontology, I, 3.

— (1967-*a*), *Paleogene biostratigraphy and planktonic Foraminifera of Northern Europe*, Proc. first. Inter. Conf. plankt. microf., I, Geneva.

— (1967-*b*), *Biostratigraphy and planktonic foraminiferal formation of the Tertiary system of the Sirte basin of Libya, North Africa*, Proc. first Inter. Conf. plankt. microf., I, Geneva.

BOLLI H.M. (1957), *The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad B.W.I.*, Bull. Amer. Mus. nat. Hist., 214.

— (1966), *Formation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foramanifera*, Bul. Inf. Asoc. Venz. Geol. Miner. y Petrol.

BRATU ELENA., GHEȚA N. (1972), *Zone micropaleontologice în faciesul de Șotrile din valea Leurzei (Carpații Orientali)*, Șt. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **17**, *2*.

CITA M.B., PREMOLI SILVIA I., TOUMARKINE M., BOLLI M.M., LUTERBACHER H.P., MOHLER H. P., Schaub H. (1968), *Le paléocène et l'éocène de Paderno d'Adda*, Mém. B.R.G.M., **58**, Coll. sur l'éocène, Paris.

El NAGGAR, ZAGHLOUL RAGHIB (1967), *Correlation of the various planktonic foraminiferal zonations of the Paleocene*, Proc. first Inter. Conf. plankt. microf., **II**, Geneva.

HILLEBRANDT A. VON (1965), *Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zenuaya (Provina, Guiprezcoa, NW Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tetys-Gebieten*, Hamb. Bayer, Akad. Wiss. Mathemnaturw. K.1.N.F., *123*, München.

LUTERBACHER N. (1964), *Studies in some Globoratalia from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines*, Ecl. geol. Helv., **57**, *2*, Basel.

LUTERBACHER H.P., MOHLER H.P., SCHAUB H. (1968), *Le paléocène et l'éocène de Paerno d'Adda*. Mém. B.R.G.M., **58**, Coll. sur l'éocène, Paris.

MOROVOVA V.G., KOZHEVNIKOVA G.E., KURYLEVA A.M. (1967), *Danian-Paleocene, heterofacial deposits of Koet-Dag and methods of their correlation according to foraminiferes*, Publ. off., „Nauka", Moscow.

SAMUEL O., BYSTRICKA H. (1968), *Stratigraphische Korrelation der Plankton-Foraminiferen mit dem Nannoplankton des Paleogens in den Westkarpaten der Slowakei*, Geol. Carp., **XIX**, *1*, Bratislava.

SCHUTZKAIA E.K. (1970), *Stratigrafia, foraminifert u paleogheografia nijnevo, predkavkazia i zapadnoi ciasti sredneii Azii*, V.N.I.G.N.I. Izdatelstvo „Nedra", Moskva.

SUBBOTINA N.N. (1953), *Globigerinidae, Hantkeninidae and Globosotalidae*, Trudy V.N.I.G.R.I. 76 Fossil Foraminifera of USSR.

SUBBOTINA N.N. (1965), *Pelagic Foraminifera of the paleogene deposits of the Southern USSR*, (in russian), in Menner (editor), 1960.

TOCORJESCRU MARIA (1963), *Studiul micropaleontologic al succesiunii Cretacic superior — Paleogen de pe valea Mitoii — seg. Lăicăi.*, Asoc. geol. carp. balc., Congr. V, Sect. a — II-a Stratigrafia.

Primit în redacție la 26 decembrie 1972

Institutul geologic

ALGE ŞI FORAMINIFERE TRIASICE (ANISIAN-LADINIAN) DIN ESTUL PĂDURII CRAIULUI (MUNŢII APUSENI)

DE

ELENA POPA şi OVIDIU DRAGASTAN

55(05)

Cele mai caracteristice roci ale triasicului din autohtonul de Bihor după cum se subliniază în publicaţii recent apărute (M. Bleahu, D. Patrulius şi colab., 1970; D. Patrulius şi colab., 1971) sînt calcarele negre vermiculate, bituminoase, dezvoltate în Pădurea Craiului în intervalul campilian—anisian, şi calcarele albe masive de tip Wetterstein care constituie ultimul termen al triasicului din seria de Bihor.

Atribuirea la ladinian a acestor din urmă calcare pe baza unei asociaţii de alge dasicladacee (*Diplopora annulata* (Schäft.) şi *Teutloporella* (aff. *T. nodosa* (Schath.) provenind din partea centrală a Pădurii Craiului (Damiş, valea Albioara, valea Lunca şi împrejurimile Suncuiuşului), cît şi semnalarea existenţei unei lacune stratigrafice corespunzătoare carnian-norianului în teritoriul autohtonului de Bihor (cel puţin în Pădurea Craiului) se datoreşte lui Patrulius (D. Patrulius şi M. Bleahu, 1967; Gr. Răileanu, D. Patrulius şi colab., 1968).

M. Bleahu şi R. Dimitrescu, încă din 1957, au semnalat din aceste calcare, de tip Wetterstein, speciile *Daonella tridentina* Kitll, *D. pichleri* Gümbel şi *D.* cf. *tirolensis* Kitll (Munţii Bihor) iar M. Diaconu (1970) a identificat din aceleaşi calcare (est de Suncuiuş) specia *Encrinus cassianus* Laube.

Recent, M. Diaconu şi O. Dragastan (1969, 1970) au stabilit, pe bază de asociaţii de alge calcaroase, că partea inferioară a calcarelor marmoreene (de tip Wetterstein) din zona centrală a Pădurii Craiului aparţine anisianului superior şi ca urmare dolomitele superioare, atribuite în publicaţii anterioare ladinianului, au fost repartizate de autorii menţionaţi la anisian.

Calcarele vermiculate bituminoase situate sub dolomitele superioare şi care împreună cu dolomitele inferioare au fost atribuite campilian superior-anisianului (M. Bleahu şi colab., 1970) şi ulterior campilian superior-anisianului mediu (D. Patrulius şi colab., 1971) au oferit pînă în prezent puţine indicaţii paleontologice.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 425—442, Bucureşti, 1973

Dintre fosilele semnalate din aceste calcare în lucrările anterioare sînt de menţionat „*Gervilleia*" *modiolaeformis* Giebel, găsită de Hoffmann în 1898 (după Szontagh, 1901), şi *Costatoria costata* (Zenk.), identificată de D. Istocescu (D. Istocescu şi colab., 1968) în valea Şoimului (Bucea) la 75 m din baza calcarelor vermiculate şi de D. Patrulius la vest de valea Brătcuţa (D. Patrulius şi colab., 1971) la 250 m deasupra bazei acestei suite de calcare. De menţionat de asemenea speciile *Encrinus liliiformis* Lam., *Aulacothyris incurvata* Bitt. şi *Lyriomyophoria elegans* Dunk. (rev. Patrulius, 1971), provenind din şisturi argiloase şi calcare stratificate de la partea superioară a suitei de calcare vermiculate din Munţii Plopiş (D. Istocescu şi colab., 1968).

Asupra algelor şi foraminiferelor conţinute în calcarele vermiculate din această suită dezvoltată în autohtonul de Bihor nu a existat pînă în 1971 nici o informaţie publicată. În 1971, pe baza unui material recoltat din calcarele vermiculate de la Lorău de unul din autorii prezentei note (Elena Popa), s-a publicat prima listă, întocmită de D. Patrulius şi Elena Popa, cu următoarea asociaţie: *Meandrospira dinarica* Kochansky Devidé & Pantic, *Glomospira* sp., *Physoporella* cf. *pauciforata* (Gümbel), *Ph. dissita* (Gümbel) şi *Oligoporella* sp. (D. Patrulius şi colab., 1971, pag. 39).

Printr-un studiu microfacial sistematic întreprins de autorii prezentei note asupra întregii suite de calcare vermiculate dezvoltate în estul Pădurii Craiului (est de valea Brătcuţei), cît şi asupra calcarelor albe de tip Wetterstein din acelaşi teritoriu (inclusiv grabenul Remeţi), s-au pus în evidenţă asociaţii de foraminifere şi alge (*Dasycladaceae*, *Codiaceae*, *Solenoporaceae*) caracteristice pentru mai multe intervale stratigrafice din cuprinsul anisianului („hydaspian" — illyrian inferior) şi landinianului.

1. DATE BIOSTRATIGRAFICE PE BAZA ASOCIAŢIILOR DE ALGE DASICLADACEE ŞI FORAMINIFERE DIN CALCARELE VERMICULATE

Suita calcarelor vermiculate (fig. 1), dezvoltate în intervalul campilian superior-illyrian inferior[1] constă în estul Pădurii Craiului dintr-o succesiune de calcare biomicritice, calcarenite biopelmicritice conţinînd intercalaţii biopelsparitice uneori cu oncolite şi pe alocuri cu nivele biolititice algale, calcarenite biomicritice cu resturi de gasteropode, crinoizi şi lamelibranchiate, calcirudite oosparitice cu peletsuri conţinînd resturi de briozoare şi brahiopode, local nivele biosparitice encrinitice constituite din piese şi entroce de *Dadocrinus gracilis* (Buch).

Rocile carbonatice descrise sînt de culoare cenuşiu închis pînă la negricioasă, în strate de 10—50 cm pînă la bancuri de ordinul metrului, local vermiculate, bituminoase, unele cu o textură laminară. Aceste calcare prezintă multe diaclaze, uneori umplute cu un material pelitic roşcat sau cu calcit portocaliu sau alb. Local, în această suită apar şi intercalaţii de calcare rozii sau cenuşii deschis (versantul stîng al văii Iadului la Bulz, grabenul Remeţi, împrejurimile Lorăului), gresii calcaroase (grabenul Remeţi), microconglomeratice în strate cu grosimi pînă la 1 metru.

[1] „Hydaspian" sensul Pia, după Ott (1972); pelsonian şi illyrian în sensul utilizat de E. Ott (1972).

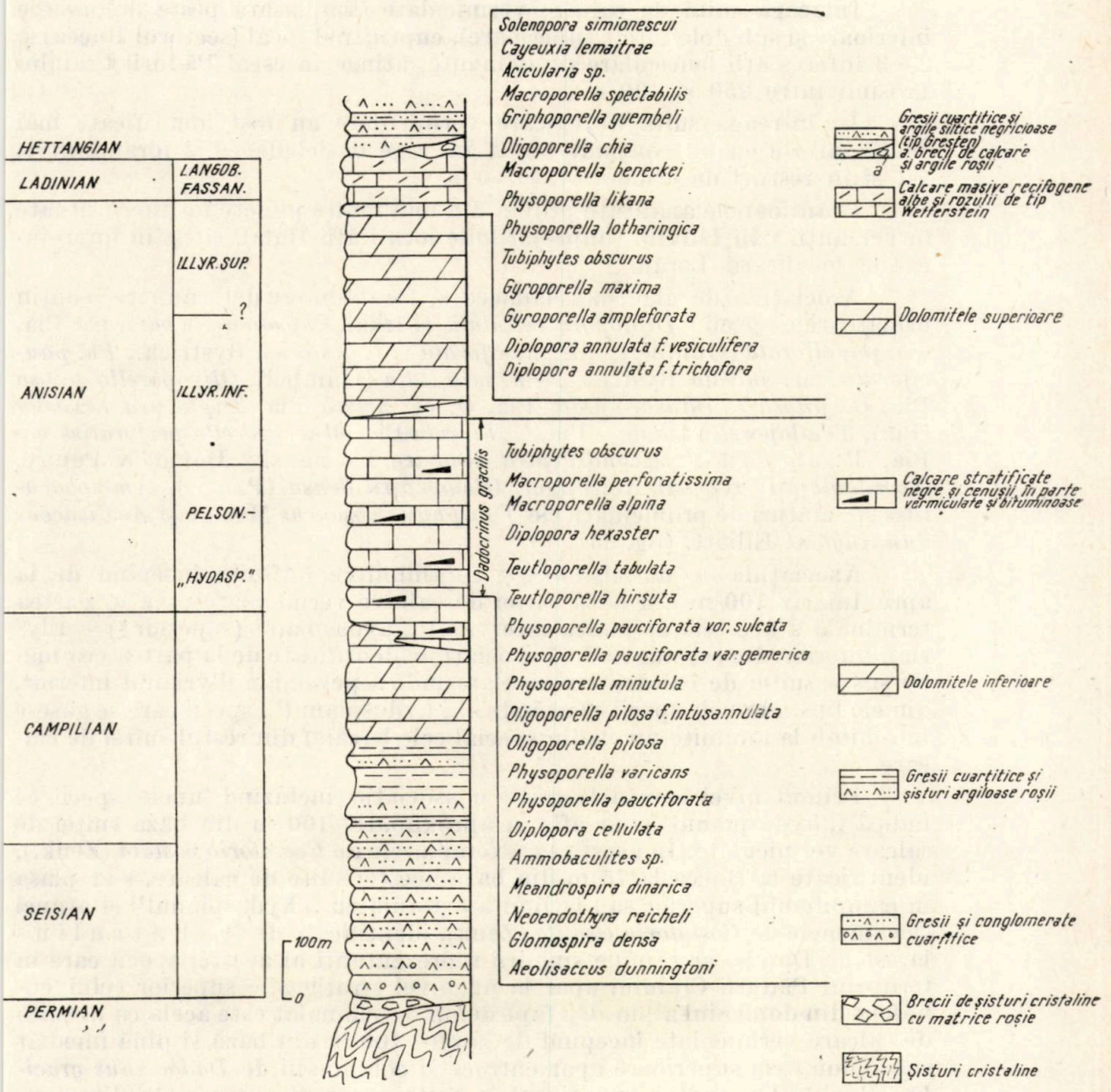


Fig. 1. — Coloana stratigrafică sintetică a triasicului din estul Pădurii Craiului (Munții Apuseni).

Întreaga suită de calcare vermiculate (amplasată peste dolomitele inferioare și sub dolomitele superioare), cuprinzînd local (sectorul Bucea) și 2—3 intercalații lenticulare de dolomite, atinge în estul Pădurii Craiului grosimi între 250 și 400 m.

În întreaga suită de calcare vermiculate au fost identificate mai multe nivele cu un conținut bogat în alge dasicladacee și foraminifere, cît și în resturi de crinoide.

Eșantioanele analizate provin din mai multe puncte fosilifere situate în versanții văii Iadului (împrejurimile localității Bulz), cît și în împrejurimile localității Lorău.

Asociațiile de alge dasicladacee și foraminifere determinate [2] conțin următoarele specii : *Diplopora cellulata* Hurka, *Physoporella varicans* Pia, *Ph. pauciforata* (Gümbel), *Ph. pauciforata* var. *gemerica* Bystrick., *Ph. pauciforata* var. *sulcata* Bystrick., *Ph. minutula* (Gümbel), *Oligoporella pilosa* Pia, *O. pilosa* f. *intusannulata* Pia, *O.* cf. *prisca* Pia, *Diplopora hexaster* (Pia), *Teutloporella tabulata* Pia, *T. hirsuta* Pia, *Macroporella perforatissima* Pia, *M. alpina* Pia, *Meandrospira dinarica* Kochansky Devidé & Pantic, *Neoendothyra reicheli* Reitlinger, *Glomospira densa* (Pantic), *Ammobaculites* sp. alături de problematicele *Tubiphytes obscurus* Maslov și *Aeolisaccus dunningtoni* Elliott. (fig. 1).

Asociațiile de dasicladacee și foraminifere întîlnite începînd de la aproximativ 100 m din baza suitei de calcare vermiculate pînă în partea terminală a acesteia ar indica intervalul „ hydaspian" (superior ?) — illyrian inferior. De reținut însă că asociațiile identificate de la partea cea mai de sus a suitei de calcare vermiculate indică pelsonian-illyrianul inferior, din ele lipsind unele specii ce ar indica „ hydaspianul", specii care se găsesc în schimb la anumite nivele (în special cele bazale) din restul suitei de calcare.

Primul nivel care a furnizat o asociație incluzînd unele specii ce indică „ hydaspianul" s-ar afla la aproximativ 100 m din baza suitei de calcare vermiculate. În acest caz, exemplarele de *Costatoria costata* (Zenk.), identificate la Bucea la 75 m din baza acestei suite de calcare, s-ar plasa în campilianul superior sau la limita acestuia cu „ hydaspianul" și atunci specimenele de *Costatoria costata* (Zenk), identificate de D. Patrulius la est de Damiș. ar rămîne singurii reprezentanți ai acestei specii care în teritoriul Pădurii Craiului apar la un nivel stratigrafic superior celui cunoscut din domeniul alpin. Un fapt demn de semnalat este acela că în suita de calcare vermiculate începînd de la 50—100 m din bază și pînă imediat sub dolomitele superioare apar entroce și columnalii de *Dadocrinus gracilis* (Buch). La partea superioară a suitei apar și entroce de *Encrinus liliiformis* (?) Lam. Prezența speciei *D. gracilis* la partea terminală a suitei de calcare vermiculate, care pe bază de dasicladacee ar putea fi atribuită illyrianului inferior, apare ca o confirmare a posibilității de extindere pe verticală a acestei specii mai sus de limita pelsonian-illyrian. Situații asemănătoare sînt cunoscute în triasicul de facies germanic, cît și în cel central alpin (E. K. Tollmann și A. Tollmann, 1967).

[2] Determinările de alge și unele considerații privind evoluția acestora au fost efectuate de O. Dragastan.

Din analiza asociaţiilor de alge determinate se constată că alături de *Diplopora cellulata* Hurka şi *Physoporella varicans* Pia, întîlnite de Hurka în hydaspianul superior din dolomitul de Prags-Tirolul de sud, apare şi *Aeolisaccus dunningtoni* Elliott care se întîlneşte mai ales în „ hydaspian", dar îşi continuă evoluţia pînă în illyrianul inferior.

Foraminiferele *Meandrospira dinarica* Kochansky Devidé & Pantic, *Glomospira densa* (Pantic), *Neoendothyra reicheli* Reitlinger şi *Ammobaculites* sp., identificate şi de Pantic (S. Pantic şi S. Mojsilovic, 1969) în anisianul inferior din sudul zonei Tjentiste şi în anticlinalul Zdrelo (Serbia orientală), ca şi în pelsonianul din zona Gornjak (Iugoslavia), întregesc asociaţia ce caracterizează pelsonianul în Munţii Pădurea Craiului. Nu ar fi exclus însă ca în această suită de calcare, asociaţia de foraminifere să coboare şi în „hydaspian".

De asemenea, *Meandrospira dinarica* şi *Glomospira densa* au fost întîlnite şi în calcarele de tip Gutenstein şi Reifling[3], din Carpaţii vestici (K. Borza, 1970), iar E. Ott (1972) menţionează că în domeniul alpin *Meandrospira dinarica* şi *Glomospira densa* însoţesc asociaţiile de *Physoporella-Oligoporella* caracteristice intervalului pelsonian-illyrian inferior.

Într-o lucrare recentă, Zaninetti şi colab. (1972) prezintă o încercare de zonare după foraminifere, la nivelul anisianului mediu, respectiv pelsonian din zona *Binodosus* după Gaetani. Astfel, se separă în baza pelsonianului zona cu *Meandrospira dinarica*-zonă cu extindere parţială = Partial Range Zone — şi zona cu *Glomospira densa*-acrozonă = = Range Zone, peste care se dispun încă 5 zone cu grade cronostratigrafice diferite. Aşa după cum remarcă autorii acestei note, extensiunea stratigrafică a speciilor folosite ca indice de zonă poate fi mai mare decît cea prezentată, fapt ce impune cunoaşterea şi reajustarea extinderii pe verticală şi orizontală a speciilor în chestiune, ceea ce va duce la noi subdiviziuni sau la regruparea zonelor existente. Revenind la analiza microflorei din calcarele vermiculate, menţionăm că în acestea am întîlnit o asociaţie de *Physoporella-Oligoporella* caracteristice pelsonian-illyrianului inferior (*Physoporella pauciforata*, *Physoporella minutula*, *Ph. pauciforata* var. *gemerica*, *Ph. pauciforata* var. *sulcata*, *Ph. varicans*, *Oligoporella pilosa*, *O. pilosa* f. *intusannulata*, *O.* cf. *prisca*).

Asociaţia de alge întîlnită la vest de Lorău şi est de valea Iadului (Bulz) prezintă aproape aceleaşi specii întîlnite de Pantic (1970) în zona cu *Rhynchonella decurtata*, în Pelsonianul din Munţii Tara (Serbia de vest), ca şi în regiunea Zdrelo (Serbia de est). Alături de alge, Pantic menţionează şi prezenţa foraminiferelor *Meandrospira dinarica*, *Glomospira densa*, *Neoendothyra reicheli*, identificate şi în asociaţiile de la vest Lorău şi est valea Iadului.

De asemenea, aceeaşi asociaţie de alge a fost întîlnită în acelaşi interval (pelsonian-illyrian inferior) de către Bystricky (1964), Herak (1965, 1967), Hurka (1966, 1969) şi Ott (1972) în diferite regiuni ale domeniului alpin.

---

[3] În triasicul alpin, partea superioară a calcarelor de Gutenstein cuprinde zona *Binodosus* (pelson), calcarele de Reifling inferior cuprind zona *Trinodosus* (illyrian inferior), iar Reifling superior corespunde ladinianului (vezi Shummesberger şi Wagner, 1972).

După O t t (1972), reiese că anumite specii de *Physoporella* sau de *Oligoporella* se întîlnesc și în illyrianul inferior, fără să depășească însă nivelul zonei *Trinodosus*. Pe de altă parte, Hurka (1969) arată că între diferitele specii de *Physoporella* și *Oligoporella* există o trecere gradată de forme și varietăți care pot fi grupate în tipuri cu un singur șir de ramuri pe verticil (*Physoporella pauciforata*), care își încep evoluția din „ hydaspian" — illyrian inferior, și în tipuri cu două rînduri de ramuri divergente pe un verticil (*Physoporella praealpina*, *Ph. minutula*, *Ph. intusannulata*, *Oligoporella pilosa*), cu evoluție limitată la „ hydaspianul" superior-pelsonian — illyrian inferior. Asociația întîlnită la vest Lorău și est valea Iadului (Bulz) prezintă în mod predominant tipuri de *Physoporella* cu un singur rînd de ramuri pe verticil, care își încep evoluția încă din „ hydaspian", maximul evolutiv fiind atins la nivelul pelsonianului, continuînd cu unele tipuri și în illyrianul inferior.

2. DATE BIOSTRATIGRAFICE PE BAZA ASOCIAȚIILOR DE ALGE DIN CALCARELE ALBE DE TIP WETTERSTEIN

Calcarele recifogene, masive, albe și rozii de tip Wetterstein, dezvoltate peste dolomitele superioare și suportînd direct depozitele cuarțitice ale eojurasicului, prezintă în estul Pădurii Craiului grosimi ce variază între 10 și 100 m. Grosimea maximă a acestora este atinsă în partea de sud a autohtonului de Bihor (platoul Padiș), unde ele ajung să depășească 300 m.

Aceste calcare sînt constituite din biolitite algale, local cu lentile biopelsparitice, cu structuri de tipul „ open cavity". Aceste cavități pot fi uneori marcate de pelicule de oxizi de fier.

Asociațiile de alge determinate din calcarele de tip Wetterstein dezvoltate în estul Pădurii Craiului provin din următoarele puncte : dealul Rujetului (grabenul Remeți), versanții văii Boiului la Lorău, vîrful Hagăului și versantul estic al văii Brătcuța.

Dintre algele calcaroase (*Dasycladaceae*, *Codiaceae* și *Solenoporaceae*) conținute de aceste calcare s-au identificat :*Diplopora annulata f. vesiculifera* Pia, *D. annulata* f. *trichofora* Pia (Ott), *Physoporella lotharingica* (Benecke), *Ph. likana* Herak, *Oligoporella chia* Herak, *Macroporella beneckei* (Salomon), *Gyroporella ampleforata* Gümbel, *G. maxima* Pia, *Macroporella spectabilis* Bystricky, *Griphoporella guembeli* (Salomon), *Acicularia* sp., *Cayeuxia lemaitrae* Dragastan și *Solenopora simionescui* Dragastan (fig. 1).

S-a identificat de asemenea și problematicul *Tubiphytes obscurus* Maslov care pare totuși să aibe multe afinități cu algele *Cyanophyceae*.

În ansamblu, asociația întîlnită în calcarele de tip Wetterstein caracterizează intervalul illyrian superior-ladinian, fără a putea la ora actuală să separăm pe baze de alge ladinianul inferior de cel superior (E . O t t , 1972).

Un fapt demn de semnalat este prezența în aceste calcare a unor asociații cu *Diplopora annulata* (*D. annulata* f. *trichophora* Pia și *D. annu-*

lata f. *vesiculifera* Pia), specie care, după O t t (1972), apare în zona *Avisianus* (illyrian superior) şi dispare sub limita zonei *Aon* (cordevolian), evoluînd deci în intervalul illyrian superior-langobardian.

După O t t (1972), nivelul de apariţie şi dispariţie al speciei *Diplopora annulata* marchează două schimbări floristice majore, care vin în sprijinul atribuirii cordevolianului la carnian. O altă specie întîlnită în aceleaşi calcare în punctul fosilifer din versantul vestic al văii Boiului este *Gyroporella ampleforata* Gümbel caracteristică illyrianului superior (J. P i a, 1920; J. B y s t r i c k y, 1964).

Menţionăm că din aceleaşi calcare pe valea Brătcuţei s-a semnalat de M. D i a c o n u şi O. D r a g a s t a n (1970) prezenţa speciei *Diplopora annulatissima* Pia, caracteristică illyrianului superior (E. O t t, 1972).

Reiese din cele de mai sus că partea bazală a calcarelor marmoreene de tip Wetterstein aparţine illyrianului superior. Prezenţa anisianului superior în baza acestor calcare a fost deja semnalată din partea centrală a Pădurii Craiului încă din anul 1969 de M. D i a c o n u şi O. D r a g a s t a n.

Dintre speciile care mai apar în calcarele de tip Wetterstein din estul Pădurii Craiului menţionăm: *Physoporella lotharingica* (Benecke) şi *Ph. likana* Herak răspîndite în ladinianul din Iugoslavia (M. H e r a k, 1965), *Oligoporella chia* Herak întîlnită în ladinianul din insula Chios (M. H e r a k, 1967), *Macroporella beneckei* (Salomon) întîlnită în acelaşi interval stratigrafic (M. H e r a k, 1965; M. D i a c o n u şi O. D r a g a s t a n, 1969), *Gyroporella maxima* Pia găsită de H e r a k (1965) în asociaţie cu *Diplopora annulata*, *Griphoporella guembeli* (Salomon) şi *Acicularia* sp., cunoscute din ladinian.

Din calcarele marmoreene dezvoltate în dealul Rujet (grabenul Remeţi), vîrful Hagăului şi est valea Brătcuţei semnalăm prezenţa speciilor: *Macroporella spectabilis* Bystricky, *Cayeuxia lemaitrae* Dragastan şi *Solenopora simionescui* Dragastan menţionate în lucrări anterioare din ladinianul superior (J. B y s t r i c k y, 1964; M. D i a c o n u şi O. D r a g a s t a n, 1969).

3. REZULTATE ŞI CONCLUZII

Studiul microfacial efectuat în calcarele triasicului autohton din estul Pădurii Craiului a condus la următoarele rezultate şi concluzii:

— s-a realizat un inventar mai complet al algelor dasicladacee şi foraminiferelor din calcarele negre vermiculate cuprinzînd şi specii care nu au mai fost descrise şi figurate în lucrări anterioare ce privesc triasicul din autohtonul de Bihor;

— inventarul de alge dasicladacee cunoscut din publicaţii anterioare pentru calcarele marmoreene de tip Wetterstein a fost completat cu următoarele specii: *Physoporella lotharingica*, *Ph. likana*, *Oligoporella chia*, *Gyroporella maxima* şi *Griphoporella guembeli*;

— pe baza asociațiilor de alge dasicladacee și de foraminifere determinate din calcarele negre vermiculate, asociații care indică intervalul „hydaspian" (superior?) — illyrian inferior, cît și pe baza datelor mai vechi existente în literatură, se poate aprecia că aceste calcare, inclusiv dolomitele inferioare, aparțin campilian superior-illyrianului inferior;

— prezența speciei *Dadocrinus gracilis* (Buch) la partea superioară a suitei de calcare negre vermiculate, în asociație cu alge dasicladacee care evoluează pînă în illyrianul inferior, demonstrează că și în Carpații Românești, ca și în domeniul central alpin și extralpin, de unde se cunosc asemenea cazuri, specia *Dadocrinus gracilis* (Buch) poate depăși limita pelsonian-illyrian;

— asociațiile de alge dasicladacee, codiacee și solenoporacee determinate din calcarele albe masive de tip Wetterstein indică o vîrstă illyrian superioară-ladiniană; dolomitele superioare dezvoltate între calcarele negre vermiculate și calcarele albe de tip Wetterstein ar aparține în acest caz părții terminale a illyrianului inferior și părții bazale a illyrianului superior; prezența illyrianului superior la partea bazală a calcarelor marmoreene de tip Wetterstein din acest teritoriu vine să confirme concluziile deja cunoscute pentru partea centrală a Pădurii Craiului;

— cu toate că la ora actuală nu se pot face separații în cadrul ladinianului pe bază de alge dasicladacee, merită a fi subliniat faptul că speciile din aceste calcare (*Cayeuxia lemaitrae* și *Solenopora simionescui*) evoluează cu predilecție în ladinianul superior.

DESCRIERE SISTEMATICĂ

Familia **DASYCLADACEAE**

Genus **Physoporella** Steinmann 1903

Physoporella pauciforata (Gümbel)

(pl. IV, fig. 13—15; pl. V, fig. 17; pl. VI, fig. 21—24; pl. VII, fig. 25—27; pl. VIII, fig. 29—30; pl. XIV, fig. 53—56)

Gyroporella pauciforata n. sp. Gümbel 1827, p. 274, tab. D 3, fig. 2 a-e; *Physoporella pauciforata* (Gümbel)-Steinmann 1903, p. 17; — Pia 1920, p. 51, tab. 3, fig. 10—15; *Physoporella pauciforata* var. *pauciforata*-Bystricky 1964, p. 118, tab. XIII, fig. 1—6; tab. XIV, fig. 3—6; tab. XV, fig. 4,5b, 6; *Ph. pauciforata*-Herak 1965, p. 16, pl. 9, fig. 1 b; pl. 12, fig. 4; pl. 13, fig. 3,5; —Herak 1967, p. 100, taf. 8, fig. 5—6; — Pantic 1970, pl. X, fig. 1—4.

Dimensiuni: Diametru extern = 3,6 mm; diametrul intern = 2,7 mm; lungimea ramurilor = 0,60—0,70 mm; diametrul ramurilor distal = 0,20 — 0,30 mm; diametrul ramurilor proximale = 0,40 mm.

Hypotype : Col. Institutului geologic (Col.I.G.) nr. 20 961, 20 962, 20 963, 20 964, versantul estic (Bulz) şi vestic al văii Iadului, vest şi est Lorău.

Physoporella minutula (Gümbel)

(pl. VI, fig. 21; pl. VII, fig. 28; pl. VIII, fig. 30; pl. X, fig. 37—39; pl.XIV, fig. 55; pl. XV, fig. 57)

Gyroporella minutula n. sp. Gümbel 1872, p. 275, tab. D 3, fig. 4 a—b ; *Physoporella minutula* —Pia 1920, p. 56, tab. 2, fig. 19—22 ; *Ph.* cf. *minutula* —Bystricky 1964, tab. XX, fig. 4—5 ; tab. XXI, fig. 10 ; *Ph. minutula*-Herak 1965, pl. 12, fig. 6 ; *Ph. minutuloidea* n.sp. — Herak 1967, taf. 12, fig. 3 ; *Ph. minutula*—Diaconu & Dragastan 1969, pl. IV, fig. 7, 8 ; — Patrulius 1970, pl. I, fig. 9 ; pl. II, fig. 3—5.

Dimensiuni : D = 1,6 — 1,8 mm ; d = 0,7—0,84 mm ; p = 0,16—0,20 mm.
Hypotype : Col. I.G. nr. 20 961, 20 962, 20 963, 20 964, vest şi est Lorău, versantul estic (Bulz) şi vestic al văii Iadului.

Physoporella varicans Pia

(pl. V, fig. 18,19—20; pl. X, fig. 39)

Physoporella varicans n. sp. Pia 1935, p. 229, text fig. 43—44 ; — Bystricky 1964, tab. XVIII, fig. 1—6 ;— Herak 1965, pl. 12, fig. 1—2 ; pl. 13, fig. 1, 2, 4 ; — Diaconu & Dragastan 1969, pl. IV, fig. 6 — ; — Pantic 1970, tab. I, X, fig. 1—4.

Dimensiuni : D = 1,8—3,0 mm ; d = 0,78—1,2 mm ; p = 0,30 mm.
Hypotype : Col. I.G. nr. 20 961, 20 964, versantul estic (Bulz) al văii Iadului, vest Lorău.

Physoporella pauciforata var. **gemerica** Bystricky

(pl. IV, fig. 16; pl. V, fig 19; pl. VIII, fig. 32; pl. X, fig. 40, pl. XI fig. 41)

Physoporella pauciforata (Gümbel) var. *gemerica* Bystricky 1962, tab. 4, fig. 4—5 ; — Bystricky 1964, tab. XVI, fig. 1—5.

Dimensiuni : D=2,80—3,20 mm ; d = 1,20—1,60 mm ; p=0,42—0,54mm.
Hypotype : Col. I.G. nr. 20 962, 20 964, est Lorău, versantul estic (Bulz) al văii Iadului.

Physoporella pauciforata var. **sulcata** Bystricky

(pl. XV, fig. 59)

Physoporella pauciforata (Gümbel) var. *sulcata* Bystricky 1962, tab. 4, fig. 2, 3, 6 ; — Bystricky 1964, tab. XIV, fig. 1—2 ; tab. XV, fig. 1—3,5 a ; — Diaconu & Dragastan 1969, pl. IV, fig. 4,5.

Dimensiuni: D = 0,80—0,92 mm; d = 0,22—0,30 mm; p = 0,12—0,15 mm; 1 = 0,15 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 963, versantul vestic (Bulz) al văii Iadului.

Physoporella lotharingica (Benecke)

(pl. XIX, fig. 77)

Physoporella pauciforata var. *lotharingica* Pia 1920; pl. 3, fig. 11, 13; *Ph. lotharingica* (Benecke) — Pia 1931, pl. 21, fig. 8; — Herak, pl. 14, fig. 4—6.

Dimensiuni: D = 0,9—1,5 mm; d = 0,7—1,2 mm; p = 0,12—0,14 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 959, dealul Rujet-Remeți.

Physoporella likana Herak

(pl. XIX, fig. 73)

Physoporella likana n. sp. Herak 1965, pl. 14, fig. 1—3.

Dimensiuni: D=3,0—3,6 mm; d=2,4—3,0 mm; p=0,10—0,20 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 959, dealul Rujet-Remeți.

Genul **Oligoporella** Pia 1912

Oligoporella pilosa Pia

(pl. IX, fig. 33,35,36)

Oligoporella pilosa n. sp. Pia 1912, tab. 4, fig. 1—6, 8; *O. pilosa* var. *pilosa*—Bystricky 1964, tab. X, fig. 2, 4, 6; tab. XI, fig. 2, 4; *O. pilosa*—Herak 1965, pl. 11, fig. 4—9; — Herak 1967, taf. 7, fig. 3, 4; *O. pilosa* var. *pilosa*—Pantic 1970, pl. V, fig. 1—3,—Patrulius 1970, pl. II, fig. 6—7.

Dimensiuni: D = 1,5—3,1 mm; d = 1,0—1,3 mm; p = 0,15—0,20 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 961, vest Lorău.

Oligoporella pilosa Pia f. intusannulata Pia

(pl. IX, fig. 34)

Oligoporella pilosa var. *intusannulata* Pia 1935, text fig. 16—19, tab. 2, fig. 8; — Herak 1965, pl. 11, fig. 5, 7; — Pantic 1970, tab. VIII, fig. 3—4; — Patrulius 1970, pl. I, fig. 6.

Dimensiuni: D = 2,8—3,2 mm; d = 2,2—2,6 mm; p = 0,36—0,42 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 961, vest Lorău.

Oligoporella chia Herak

(pl. XIX, fig. 75)

Oligoporella chia n. sp. Herak 1967, taf. 7, fig. 5—7; taf. 8, fig. 1—3.

Dimensiuni : D = 0,4—1,2 mm; d=0,23—0,80 mm; p=0,020—0,080 mm.
Hypotype : Col. I.G. nr. 20 959, dealul Rujet-Remeţi.

Genul **Teutloporella** Pia 1912

Teutloporella hirsuta Pia

(pl. III, fig. 10—11; pl. XVI, fig. 63)

Teutloporella hirsuta—Pantic 1968, pl. 2, fig. 2—3.

Dimensiuni : D = 3,0—3,3 mm; d = 1,5—1,6 mm; pp = 0,075 mm; pd = 0,015 mm.
Hypotype : Col. I.G. nr. 20 961, 20 962, est şi vest Lorău.

Teutloporella tabulata Pia

(pl. XVI, fig. 61—62)

Teutloporella tabulata n. sp. Pia 1935, tab. 2, fig. 3—7; — Bystricky 1964; — Pantic 1968, pl. 2, fig. 4—5; — Pantic 1970, pl. VII, fig. 1—4.

Dimensiuni : d = 2,1—2,4 mm; D = 2,8—3,0 mm; p = 0,40—0,60 mm; l = 1,2 mm.
Hypotype : Col. I. G. nr. 20 963, versantul vestic al văii Iadului.

Genul **Macroporella** Pia 1912

Macroporella alpina Pia

(pl. XV, fig. 60; pl. XVI, fig. 62)

Macroporella alpina n. sp. Pia, tab. 2, fig. 13—15; — Bystricky 1964, tab. V, fig. 1—7; tab. VI, fig. 1; — Herak 1965, pl. 9, fig. 1—2; — Hurka 1966, taf. 7, fig. 5; — Pantic 1968, pl. 2, fig. 1; — Pantic 1970, pl. VIII, fig. 1—2.

Dimensiuni : D = 2,6—3,0 mm; d = 0,80—1,1 mm; p = 0,10—0,16 mm.
Hypotype : Col. I. G. nr. 20 962, est Lorău.

Macroporella perforatissima Pia

(pl. XV, fig. 57—58)

Macroporella perforatissima n. sp. Pia 1920, pl. II, fig. 1—3; — Diaconu & Dragastan 1969, pl. II, fig. 2.

Dimensiuni: D = 1,9—2,1 mm; d = 0,9 mm; p = 0,060—0,080 mm; l = 0,50—0,60 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.

Macroporella beneckei (Salomon)

(pl. XIX, fig. 76)

Diplopora beneckei n. sp. Salomon 1895, tab. 1, fig. 21—27; *Macroporella beneckei* — Pia 1920, tab. 1, fig. 24—26; — Bystricky 1964, tab. VI, fig. 2; — Herak 1965, pl. 9, fig. 3; pl. 10, fig. 1—4; — Pantic 1968, pl. 4, fig. 3—4; — Diaconu & Dragastan 1969, pl. V, fig. 1.

Dimensiuni: D = 1,8—2,6 mm; d = 0,95—1,4 mm; p = 0,08—0,10 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 959, dealul Rujet — Remeţi.

Macroporella spectabilis Bystricky

(pl. XIX, fig. 74)

Macroporella spectabilis n. sp. Bystricky 1962, tab. III, fig. 1—3; — Bystricky 1964, tab. VI, fig. 4—7; — Diaconu & Dragastan, pl. II, fig. 3; pl. V, fig. 2.

Dimensiuni: D = 2,8—3,2 mm; d = 1,7—1,9 mm; p = 0,11—0,15 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 959, dealul Ruget — Remeţi.

Genul **Diplopora** Schafhäutl 1863

Diplopora cellulata Hurka

(pl. III, fig. 9)

Diplopora cellulata n. sp. Hurka 1966, taf. 6, fig. 6; taf. 7, fig. 1—2.

Dimensiuni: d = 0,90—1,2 mm; D = 3,6—4,0 mm; p1 = 0,060—0,080 mm; p2 = 0,12—0,15 mm; p3 = 0,12—0,14 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 961, vest Lorău.

Diplopora hexaster (Pia)

(pl. VII, fig. 26; pl. VIII, fig. 30; pl. XIII, fig. 49—52)

Kantia hexaster n. sp. Pia tab. 6, fig. 13; *Diplopora hexaster* Pia, tab. 3, fig. 26—32; — Bystricky 1964, tab. XXII, fig. 1—8; tab. XXIII, fig. 1—4; — Herak 1965, pl. 8, fig. 1—4; — Hurka 1966, taf. 7, fig. 3: — Pantic 1968, pl. II, fig. 6—7; — Diaconu & Dragastan 1969, pl. VIII, fig. 1—3.; — Pantic 1970, pl. VI, fig. 1—4 a; — Patrulius 1970, pl. I fig. 5.

Dimensiuni: D = 2,6—2,8 mm; d = 0,6—0,8 mm; p = 0,080—0,12 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.

Diplopora annulata (Schafh.) f. **trichophora** Pia

(pl. XVIII, fig. 69—72; pl. XX, fig. 78)

Diplopora annulata Pia 1912, tab. 7, fig. 1—17; tab. 8, fig. 1—2; *D. annulata* ssp. *annulata* Herak 1957, p. 52; *D. annulata* f. *trichophora* Pia-Ott 1963, p 11 abb. 45; *D. annulata* var. *annulata* — Bystricky 1964, tab. XXIX, fig. 1—3, 4; *D. annulata* — Herak 1965, pl. 6, fig. 1—4; pl. 7, fig. 3—4; pl. 12, fig. 7; — Pantic 1968, pl. 4, fig. 5; — Diaconu & Dragastan — 1969, pl. VII, fig. 3; pl. VII, fig. 1—3; — Patrulius 1970, pl. III fig. 1.

Dimensiuni: D = 2,8—3,9 mm; d = 1,4—2,2 mm; p = 0,06—0,11 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 959, 20 966, dealul Rujet — Remeţi, valea Boiului (versant vestic).

Diplopora annulata (Schafht.) f. **vesiculifera** Pia

(pl. XVII, fig. 65—68; pl. XVIII fig. 72)

Kantia dolomitica. n. sp. Pia 1912, tab. 6, fig. 14—16; *Diplopora annulata* var. *dolomitica* Pia 1920, tab. 5, fig. 12, 13, 18, 19, 21, 26, 27; *D. annulata* var. *debilis* Pia 1920, pl. V, fig. 24; *D. annulata* f. *vesiculifera* — Ott 1963, p. 21, abb. 46; *D. annulata* var. *dolomitica* — Diaconu & Dragastan 1969, pl. VI, fig. 5—7; *D. annulata* var. *debilis* — Diaconu & Dragastan 1969, pl. VI, fig. 1, 2, pl. VII, fig. 4.

Dimensiuni: D = 2,6—4,2 mm; d = 1,5—2,5 mm; p = 0,16—0,22 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 958, 20 959, versantul estic al văii Brătcuţa, dealul Rujet — Remeţi.

Genul **Gyroporella** Gümbel 1872

Gyroporella ampleforata Gümbel

(pl. XXI, fig. 84)

Gyroporella ampleforata n. sp. Gümbel 1874, p. 79; *G. ampleforata* — Pia 1912, tab. 2, fig. 18—26; *G.* cf. *ampleforata* — Bystricky 1964, tab. VII, fig. 3—4; — Herak 1965, pl. 15, fig. 1—4; Diaconu & Dragastan 1969, pl. IV, fig. 1,2.

Dimensiuni: D = 2,8—3,0 mm; d = 1,6—1,8 mm; p = 0,14—0,21 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 965, valea Boiului (versant vestic).

Gyroporella maxima Pia

(pl. XXI, fig. 85)

Gyroporella maxima n. sp. Pia 1920, pl. 1, fig. 27—33; *G. maxima*-Herak 1965, pl. 2 fig. 4.

Dimensiuni: D = 3,8—4,0 mm; d = 3,0—3,2 mm; p = 0,12—0,16 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 959, dealul Rujet — Remeţi.

Genul **Griphoporella** Pia 1915

Griphoporella guembeli (Salomon)

(pl. XXI, fig. 82—83)

Diplopora gümbeli n. sp. Salomon 1895, pl. 1, fig. 20; *Griphoporella gümbeli* — Pia 1920, pl. 3, fig. 22—23.

Dimensiuni: D = 1,8—2,3 mm; d = 1,5 — 2,0 mm; p = 0,08—0,10 mm.
Hypotype: Col. I.G. nr. 20 959, dealul Rujet — Remeţi.

Familia **CODIACEAE**

Genul **Cayeuxia** Frollo 1938

Cayeuxia lemaitrae Dragastan

(pl. XXII, fig. 86—88)

Cayeuxia lemaitrae n. sp. Dragastan 1969, pl. IX, fig. 1—6.

Dimensiuni: Diametrul tuburilor 0,050—0,080 mm.
Hypotype: Col.I.G. nr. 20 960, vîrful Hagăului.

Familia **SOLENOPORACEAE**

Genul **Solenopora** Dybowski 1877

Solenopora simionescui Dragastan 1969

(pl. XXII, fig. 89)

Solenopora simionescui n. sp. Dragastan, pl. V, fig. 4; pl. X, fig. 1—4.

Hypotype: Col. I.G. nr. 20 960, vîrful Hagăului.

PROBLEMATICAE

Genul **Tubiphytes** Maslov 1956

Tubiphytes obscurus Maslov

(pl. XII, fig. 47—48; pl. XVI, fig. 64)

Shamovella n.g. — Rauser — Cernousova 1951, taf. 3, fig. 1—2; *Tubiphytes obscurus* n. gen n. sp. Maslov 1956, taf. 25—27; — Ott 1967, taf. 8, fig. 1; — Ott 1968, taf. 17, fig. 1—2.

Hypotype: Col. I.G. nr. 20 961, 20 962 est şi vest Lorău.

Genul **Aeolisaccus** Elliott 1958

Aeolisaccus dunningtoni Elliott

(pl. I, fig. 2)

Aeolisaccus dunningtoni n. sp. Elliott 1958, pl. 3, fig. 5—6, 8—9; — Pantic 1968, pl. I, fig. 9; — Misik 1971, fig. 8—9; — Misik 1972, taf. IX, abb. 1, 2.

Hypotype: Col. I.G. nr. 20 961, vest Lorău.

FORAMINIFERA

Glomospira densa (Pantic) 1965

(pl. I, fig. 4; pl. XIV, fig. 56)

Pilammina densa n. gen.n. sp. — Pantic 1965, taf. 1, fig. 1,2; taf. II, fig. 1—9; *Glomospira densa*—Koehn & Zaninetti, 1966, pl. IV, fig. A—C; — Pantic 1968, pl. 1, fig. 1; — Pantic 1970, pl. IV, fig. 8; — Borza 1970, abb. 1—8.

Hypotype: Col. I.G. nr. 20 961, 20 963, vest Lorău, versantul vestic al văii Iadului (Bulz).

Meandrospira dinarica Kochansky Devidé & Pantic

(pl. I. fig. 4)

Meandrospira dinarica — Pantic 1968, pl. I, fig. 2—4; — Pantic 1970, pl. IV, fig. 1—2.

Hypotype: Col. I.G. nr. 20 961, vest Lorău.

Neoendothyra reicheli Reitlinger

(pl. I, fig. 3)

Neoendothyra reicheli — Pantic 1968, pl. 1, fig. 7 ; — Pantic 1970, pl. II, fig. 6—7.

Hypotype : Col. I.G. nr. 20 961, vest Lorău.

ANISIAN-LADINIAN CALCAREOUS ALGAE AND FORAMINIFERA FROM THE EASTERN PART OF PĂDUREA CRAIULUI (APUSENI MOUNTAINS)

SUMMARY

Algal and foraminiferal assemblages from the two sequences of the Triassic calcareous deposits proper to the Bihor Autochthonous are described in this paper.

These sequences are : the Anisian black vermiculated limestones and the Anisian-Ladinian massive white limestones of the Wetterstein type. The richest assemblages have been found in the Iadu Valley (surroundings of Bulz), in the Boiu Valley, in the surroundings of Lorău just south of the Crişul Repede, on the eastern slope of the Brătcuţa Valley, as well as in the Remeţi Graben.

The listed Dasycladacean Algae and Foraminifera within the vermiculated limestones (see the stratigraphical column—Fig. 1) are as follows : *Diplopora cellulata*, *Physoporella pauciforata*, *Ph. minutula*, *Ph. varicans*, *Ph. pauciforata* var. *sulcata*, *Ph. pauciforata* var. *gemerica*, *Oligoporella pilosa*, *O. pilosa* f. *intusannulata*, *O.* cf. *prisca*, *Teutloporella hirsuta*, *T. tabulata*, *Diplopora hexaster*, *Macroporella alpina*, *M. perforatissima*, *Meandrospira dinarica*, *Glomospira densa*, *Neoendothyra reicheli*, *Ammobaculites* sp. The problematicus *Aeolisaccus duninningtoni* and *Tubiphytes obscurus* are also present.

The occurrence in some assemblages of *Diplopora cellulata* and *Physoporella varicans* (known from the "Hydasp"-sensu Pia) must be stressed ; the latter is found even at 100 meters above the base of this sequence.

In other assemblages from higher levels indicative of Pelsonian-Lower Illyrian * (*Physoporella pauciforata*, *Ph. minutula*, *Ph. pauciforata* var. *sulcata*, *Oligoporella pilosa*, *O. pilosa* f. *intusannulata*, *O.* cf. *prisca*, *Teutloporella hirsuta*, *T. tabulata*, *Macroporella alpina*) beside Dasycladacean Algae, there are also encountered *Meandrospira dinarica*, *Neoendothyra reicheli*, *Glomospira densa*.

A fact which is to be likewise evidenced is the presence in the upper part of the sequence consisting of vermiculated limestones (just below the base of the Upper Dolomites) of isolated columnalia and stem fragments of *Dadocrinus gracilis* in a high stratigraphic position (probably Lower Illyrian as indicated by Dasycladacean assemblages).

* Pelsonian and Illyrian in the sense used by Ott 1972 (Pelsonian : Binodosus Zone ; Lower Illyrian : Trinodosus Zone ; Upper Illyrian : Avisianus Zone).

The listed Dasycladacean, Codiacean and Solenoporacean Algae from limestones of the Wetterstein type, Upper Illyrian-Ladinian in age contain : *Diplopora annulata* f. *trichophora*, *D. annulata* f. *vesiculifera*, *Gyroporella ampleforata*, *G. maxima*, *Physoporella lotharingica*, *Ph. likana*, *Macroporella beneckei*, *M. spectabilis*, *Oligoporella chia*, *Griphoporella guembeli*, *Acicularia* sp., *Cayeuxia lemaitrae*, *Solenopora simionescui*. The problematicus *Tubiphytes obscurus* is also met with.

The occurrence in some assemblages from the basal part of these limestones of *Diplopora annulata*, *Gyroporella ampleforata* and *Diplopora annulatissima*, the latter previously mentioned by Diaconu and Dragastan from the same rocks developed in the Brătcuţa Valley, must be emphasized.

In the Alpine Triassic the former appears in the *Avisianus Zone* (Upper Illyrian) and the latter is very characteristic of the same interval. The presence of the Upper Anisian in the basal part of the white marmoreal limestones was already pointed out within the central part of the Pădurea Craiului.

Although it is known that today the separation of the Fassanian and Langobardian is not possible on the basis of Dasycladacean Algae, nevertheless one must stress that the species of Codiacean and Solenoporacean Algae found by the authors in the white limestones of the Wetterstein type are especially occurring in the Upper Ladinian.

Relying on the study of the algal and foraminiferal assemblages and the previous publications as well, the authors make the following biostratigraphical considerations on the Triassic column of the eastern part of Pădurea Craiului : the sequence of the black vermiculated limestones, also including the Lower dolomites, is Upper Campilian-Lower Illyrian in age. The massive light coloured limestones of the Wetterstein type are of Upper Illyrian-Ladinian age. The Upper dolomites, developed between the black vermiculated limestones and the white limestones of the Wetterstein type would belong to the upper part of the Lower Illyrian and the lower part of the Upper Illyrian.

BIBLIOGRAFIE

Bleahu M., Dimitrescu R. (1957), *Stratigrafia şi tectonica munţilor Apuseni*, Anal. rom.-sov., Seria geologie, *2*.

Bleahu M., Patrulius D., Tomescu C., Bordea J., Panin S., Radan S. (1970), *Date noi asupra depozitelor triasice din Munţii Apuseni*, D.S. Inst. geol., **LVI** (Seria stratigrafie).

Bleahu M., Tomescu C., Panin Ş. (1972), *Contribuţii la biostratigrafia depozitelor triasice din Platoul Vaşcău (Munţii Apuseni)*, D.S. Inst. geol., **LVIII** (Seria paleontologie).

Borza K. (1970), *Mikrofazies mit Glomospira densa (Pantic* 1965) *aus der mittleren Trias der Westkarpaten*, Geol. Sbornik, **XXI**, *1*, 175—182, Bratislava.

Bystricky J. (1964), *Slovensky Kras.*, Slovenska Akademia, *203*, Bratislava.

Diaconu M. (1969), *Asupra unor crinoide din Ladinianul Munţilor Pădurea Craiului*, D.S. Inst. geol., **LV**.

Diaconu M., Dragastan O. (1969), *Triassic calcareous algae from the Apuseni Mountains (Romania)*, Rev. Palaeobotan. Palynol., *9*, 63—101, Amsterdam.

— (1970), *Date noi asupra depozitelor triasice din Pădurea Craiului (Munţii Apuseni)*, D.S. Inst. geol., **LVI** (Seria stratigrafie), 43—50.

Dimitrijevic M., Pantic S., Radoicic R., Stefanovska D. (1969), *Lithostratigraphic and biostratigraphic Mesozoic columns in the Gacko-Sutjetska-Drina Region*, Bull. of the Inst. for Geol. and Geophys. Research. (Geol.), ser. A, *26*, 35—114, Beograd.

FLÜGEL E. (1972), *Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias. Methoden und Probleme*, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 9—64, Inssbruck.

HERAK M. (1965), *Comparative study of some Triassic Dasycladaceae in Jugoslavia*, Geol. Vjesnik, svez. 18, *1*, 3—34, Zagreb.

HURKA H. (1966), *Variationsstatistische Untersuchungen and anisischen Dasycladaceen aus den Pragser Dolomiten in Süd tirol*, Inaug.-Dissertation, N, Jb. Geol. Paläont, *128*/1, 41—100, Stuttgart.

HURKA H. (1969), *Umbildungstendenzen der Astformen in* Physoporella-Oligoporella-*Populationen (Dasycladaceen) aus dem Anis der Pragser Dolomiten (Italien)*, N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *2*, 104—120, Stuttgart.

ISTOCESCU D., DIACONU M., ISTOCESCU F. (1968), *Contribuții la studiul stratigrafic al depozitelor mesozoice de pe marginea sudică a Munților Rez (Munții Apuseni)*, D.S Inst. geol., **LIII**/3.

MISIK M. (1972), *Lithologische und fazielle Analyse der mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten*, Acta Geol. et Geogr. Univ. Comenianae., Geol., *22*, 5—154, Bratislava.

OTT E. (1963), *Untersuchungen an ladinischen Dasycladaceen aus den Nördlichen Kalkalpen*, Inaug. — Dissertation, p. 44, Tübingen.

— (1968), *Eine ladinische Riff-Fauna in Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Dranzug*, Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 8, 263—290, München.

— (1972), *Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie*, N. Jb. Geol. Paläont. *141*/1, 81—115, Stuttgart.

PANTIC S. (1970), *Caractéristiques micropaléontologiques de la colonne triassique de l'Anticlinal de Zdrelo (Serbie orientale)*, Vesnik, bull. A, **XXVIII**, 378—385, Beograd.

PANTIC S., MOJSILOVIC S. (1969), *Facial characteristics of Triassic sediments of the Valjevo-Podrinje Mountains (Western Serbia)*, Bull. of the Inst. for Geol. and Geophys. Research, Seria A, *26*, 107—119, Beograd.

PATRULIUS D. (1970), *Inventar sumar al algelor Dasycladaceae triasice din Carpații românești*, D. S. Ist. geol. **LV** (Seria paleontologie), 187—196.

PATRULIUS D., BLEAHU M. (1967), *Le Trias des Monts Apuseni*, Geol. Sbornik **XVIII**, *2*, Bratislava.

PATRULIUS D., BLEAHU M., POPESCU ILEANA, BORDEA S. (1971), *The Triassic Formations of the Apuseni Mountains and of the East Carpathian Bend*, Guidebook to excursions of the IInd Triassic Colloque, Carpatho-Balkan Assoc., Bucharest.

PATRULIUS D., POPA ELENA, CÎMPEANU S., ORAȘANU TH. (1973), *Harta Geologică scara 1: 50 000; foaia Remeți*, București.

PIA J. (1920), *Les Siphonées verticillées du Carbonifère au Crétacé*, Edit. Technip (1961), *236*, Paris.

— (1940), *Wirtelalgen (Dasycladaceen) aus den anisischen Kalken des Szilicei fennsik in Nordungarn*, Abh. a.d. Mineral. Geol. Inst. der St. Tisza-Univ. in Debrecen, *18*, 3—7, Debrecen.

RĂILEANU GR., PATRULIUS D., BLEAHU M., NĂSTĂSEANU S. (1968), *Aspecte fundamentale ale geologiei mesozoicului din România*, An. Com. Stat Geol., **XXXVI**.

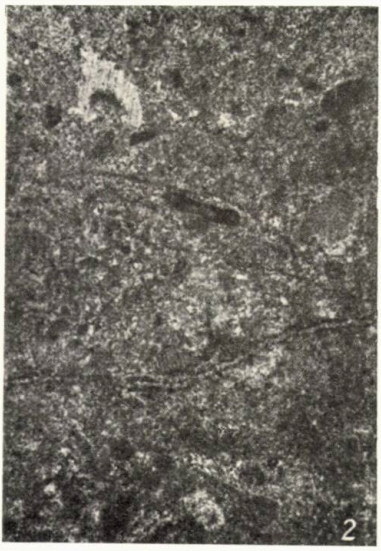
SUMMERSBERGER H., WAGNER L. (1972), *Grossreifling und Gutenstein, zwei typische Profile der Alpinen Trias*, Sympos. Mikrofazies und Mikrofauna der Alpinen Trias und deren, Inssbruck.

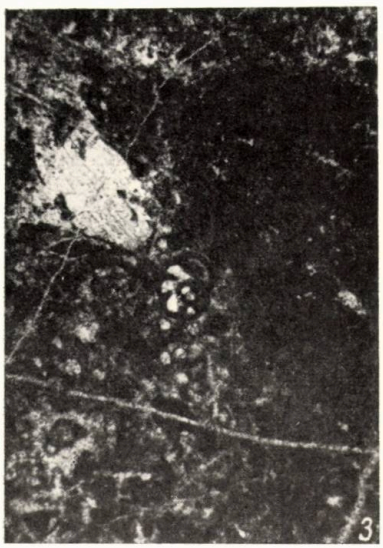
TOLLMANN E. K., TOLLMANN A. (1967), *Crinoiden aus dem Zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörler zug und Radstädter Tauern)*, Wiess. Arbeit. aus dem Burgenland, *36*, 5—36, Eisenstadt.

ZANINETTI L., BRÖNNIMANN P., BAND A. (1972), *Essai de zonation d'après les Foraminifères dans l'Anisien moyen et supérieur des Préalpes médianes rigides (Préalpes romandes, Suisse et Préalpes du Chablais, France)*, Eclogae geol. Helv., *65*/2, Bâle.

redacție la 10 aprilie 1973

Institutul geologic
și
Universitatea București,
Catedra de paleontologie





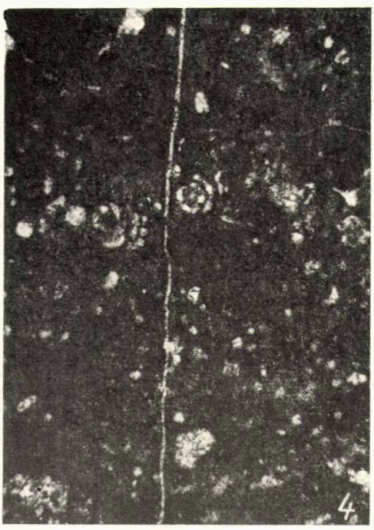
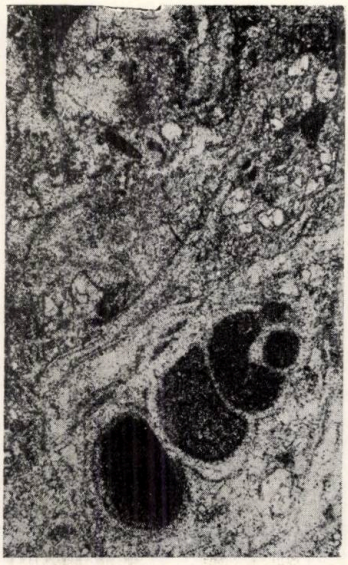
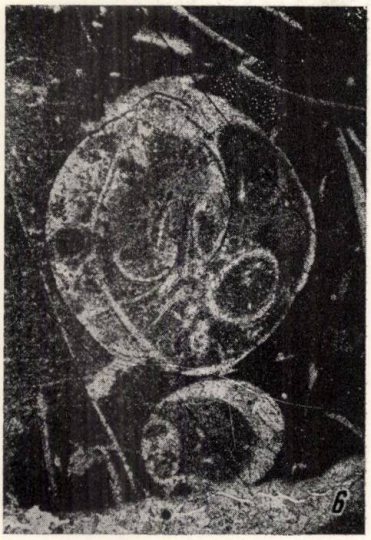


Fig.1. — Encrinit constituit din entroce de *Dadocrinus gracilis* (Buch) și *Encrinus* sp.
Fig. 2. — Biopelsparite cu *Aeolisaccus dunningtoni* Elliott, hypotype Col. I.G. nr. 20 961.
Fig. 3. — Biopelmicrit cu *Neoendothyra reicheli* Reitlinger și cyanophycee, hypotype Col. I.G. nr. 20 961.
Fig. 4. — Biomicrit cu *Glomospira densa* (Pantic) și *Meandrospira dinarica* Kochansky Devidé & Pantic, hypotype Col. I.G. nr. 20 961.
Speciile provin de la vest-Lorău (Pădurea Craiului).
× 25





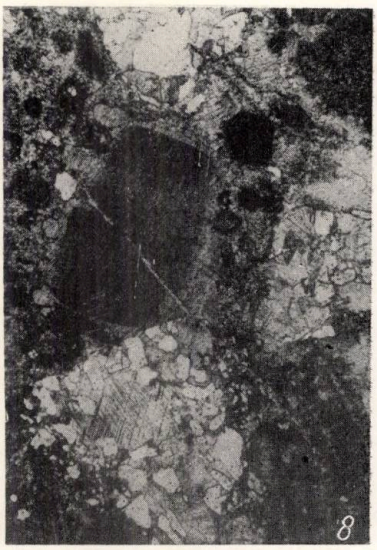


Fig. 5. — Biosparit cu gasteropode și lamelibranchiate, versantul estic al văii Iadului (Bulz).
Fig. 6. — Biomicrite cu resturi de lamelibranchiate și crinoizi, versantul estic al văii Iadului (Bulz).
Fig. 7. — Biomicrite cu resturi de crinoizi, vest Lorău.
Fig. 8. — Calcirudit biopelsparitic cu piese de crinozi și cuarț corodat. ×25

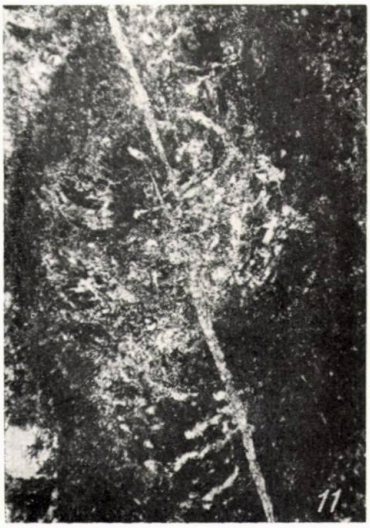
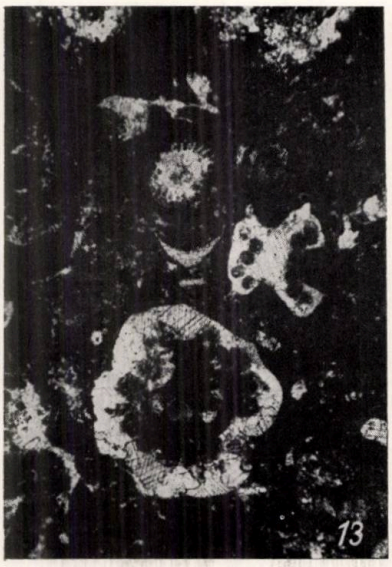


Fig. 9. — Biomicrite cu *Diplopora cellulata* Hurka, hypotype Col. I. G. nr. 20 961, vest Lorău.

Fig. 10—11. — Biopelmicrit cu *Teutloporella hirsuta* Pia înconjurate de material algal schizofitic, hypotype Col.I.G. nr. 20 961, vest Lorău.

Fig. 12. — Biopelmicrit cu *Teutloporella* aff. *nodosa* (Schafh.), hypotype Col. I.G. nr. 20 964, versantul estic al văii Iadului.
× 25



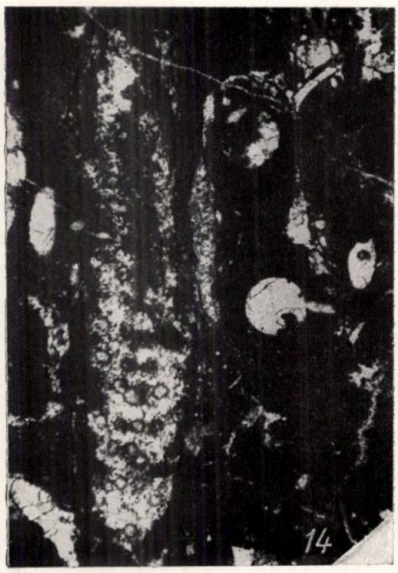


Fig. 13.—16. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* (Gümbel), hypotype Col. I.G. nr. 20 964, versantul estic al văii Iadului.

Fig. 16. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* (Gümbel) și *Ph. pauciforata* var. *gemerica* Bystricky, hypotype Col. I.G. nr. 20 964, versantul estic al văii Iadului.

× 25

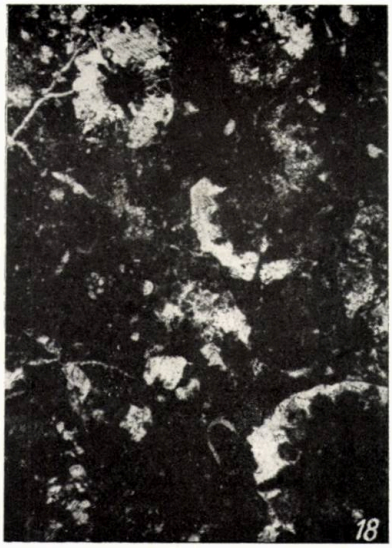


Fig. 17. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* (Gümbel), hypotype Col. I.G. nr. 20 964, versantul estic al văii Iadului (Bulz).

Fig. 18. — Biomicrit cu *Physoporella* sp. și *Neoendothyra* sp., versantul estic al văii Iadului (Bulz).

Fig. 19. — Biomicrit cu *Physoporella varicans* Pia și *Ph. pauciforata* var. *gemerica* Bystricky, hypotype Col. I.G. nr. 20 964, versantul estic al văii Iadului (Bulz).

Fig. 20. — Biomicrit cu *Physoporella varicans* Pia, hypotype Col. I.G. nr. 20 964, versantul estic al văii Iadului.
× 25

Fig. 21—24. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* (Gümbel) și *Cyanophyceae* (Oncolithe) — fig. 23, hypotype Col. I.G. nr. 20 961, vest Lorău.
Fig. 21. — Biomicrit cu *Physoporella minutula* (Gümbel), hypotype Col. I.G. nr. 20 961, vest Lorău.

× 25

Fig. 25,27. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* (Gümbel), hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.
Fig. 26. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* (Gümbel) și *Diplopora hexaster* (Pia), hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.
Fig. 28. — Biomicrit cu *Physoporella minutula* (Gümbel) și resturi de crinoizi, hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.
x 25

Fig. 29. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* (Gümbel) și *Diplopora* sp., hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.

Fig. 30. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* (Gümbel) *Ph. minutula* (Gümbel), *Diplopora hexaster* (Pia) și *Ammobaculites* sp., hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.

Fig. 31. — Biomicrit cu *Oligoporella* cf. *prisca* Pia, hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.

Fig. 32.— Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* var. *gemerica* Bystricky, înconjurată de material schizofitic, hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.

× 25

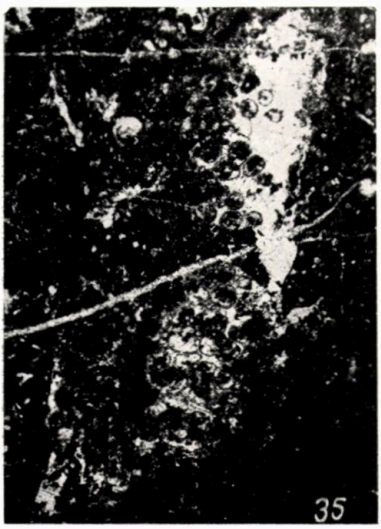
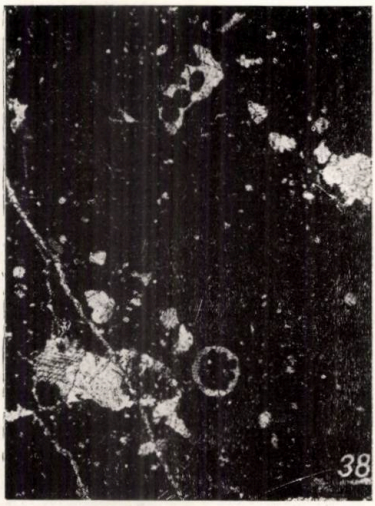


Fig. 33, 35—36. — Biomicrit cu *Oligoporella pilosa* Pia, hypotype Col. G.I. nr. 20 961, vest Lorău.

Fig. 34. — Biomicrit cu *Oligoporella pilosa* f. *intusannulata* Pia hypotype Col. I.G. nr. 20 961, vest Lorău.

× 25



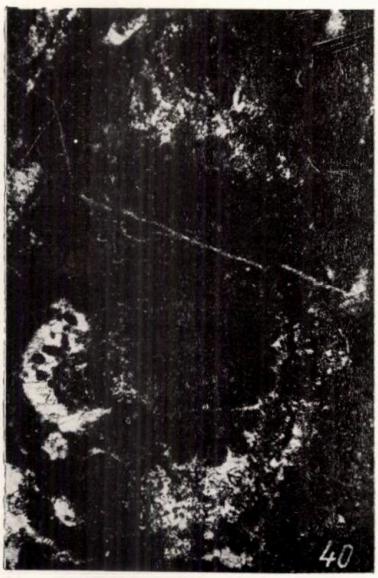


Fig. 37—38. — Biomicrit cu *Physoporella minutula* (Gümbel) hypotype Col. I.G. nr. 20 964, 20 961, fig. 37 — versantul estic al văii Iadului și, fig. 38— vest Lorău.

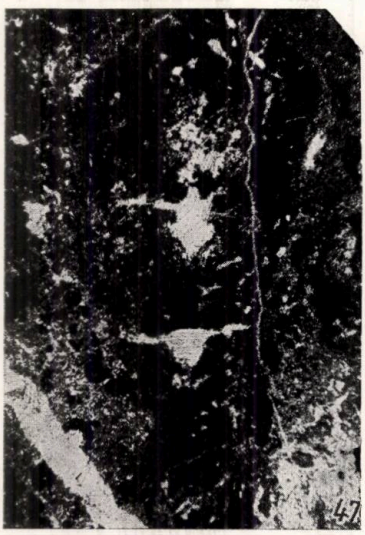
Fig. 39. — Biomicrit cu *Physoporella varicans* Pia și *Ph. minutula* (Gümbel), hypotype Col. I.G. nr. 20 961, vest Lorău.

Fig. 40. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* var. *gemerica* Bystricky, hypotype Col. I.G. nr. 20 964, versantul estic al văii Iadului.
× 25

Fig. 41 — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* var. *gemerica* Bystricky, hypotype Col. I.G. nr. 20 964, versantul estic al văii Iadului.

Fig. 42—43. — Biopelsparite cu *Oligoporella* și *Physoporella* acoperite de material schizofitic, vest Lorău.

Fig. 44. — Biomicrit cu fragmente de *Physoporella*, vest Lorău. × 25



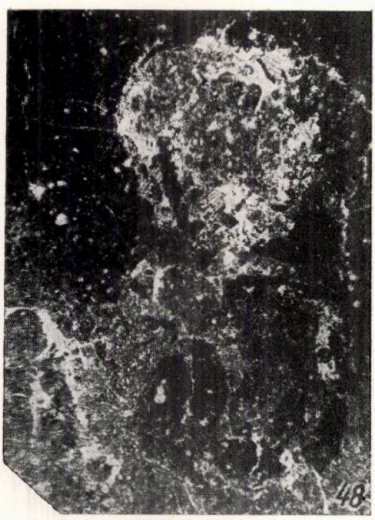


Fig. 45.—Biomicrit cu bryozoa? și *Physoporella*, versantul estic al văii Iadului.
Fig. 46.— Biomicrit cu ,, *Acicularia*'' sp., vest Lorău.
Fig. 47—48. — Biopelsparit cu *Tubiphytes obscurus* Maslov, hypotype Col. I.G. nr. 20 961, vest Lorău.

× 25

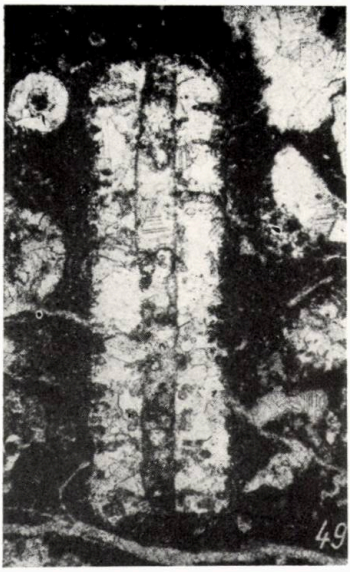


Fig. 49—52. — Biomicrit și biopelsparit cu *Diplopora hexaster* (Pia) și *Physoporella pauciforata* (Gümbel) — fig. 50—51., hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.

× 25

Fig. 53—56. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* (Gümbel), hypotype Col. I.G. nr. 20 963, versantul vestic al văii Iadului.

Fig. 55. — Biomicrit cu *Diplopora hexaster* (Pia) și *Physoporella minutula* (Gümbel), hypotype Col. I.G. nr. 20 963, versantul vestic al văii Iadului.

Fig. 56. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* (Gümbel) și *Glomospira densa* (Pantic), hypotype Col. I.G. nr. 20 963, versantul vestic al văii Iadului.

× 25

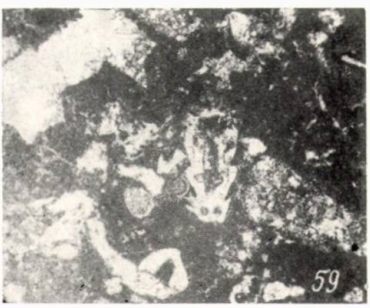


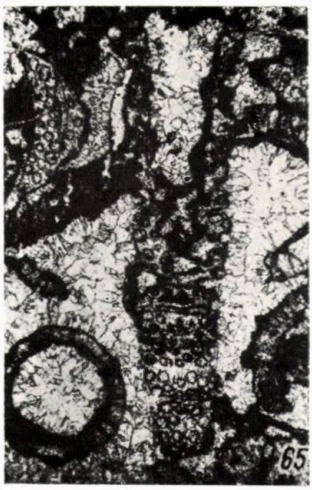
Fig. 57—58. — Biomicrit și biopelsparit cu *Macroporella perforatissima* Pia și *Physoporella minutula* (Gümbel), hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.
Fig. 59. — Biomicrit cu *Physoporella pauciforata* var. *sulcata* Bystricky, hypotype Col. I.G. nr. 20 963, versantul vestic al văii Iadului.
Fig. 60. — Biomicrit cu *Macroporella alpina* Pia și *M. perforatissima* Pia, hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.
× 25

Fig. 61—62. — Biomicrit cu *Teutloporella tabulata* Pia și *Macroporella alpina* Pia, hypotype Col. I. G. nr. 20 962, 20 963, est Lorău și versantul vestic al văii Iadului.

Fig. 63. — Biomicrit cu *Teutloporella hirsuta* Pia și *Physoporella minutula* (Gümbel), hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.

Fig. 64. — Biopelsparit cu *Tubiphytes obscurus* Maslov, hypotype Col. I.G. nr. 20 962, est Lorău.

× 25



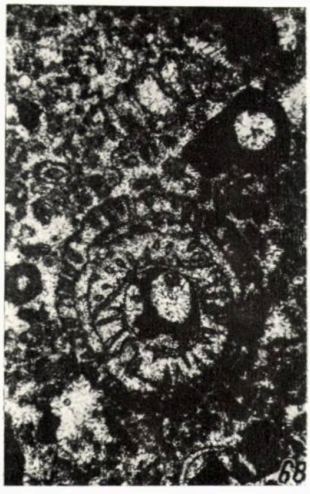
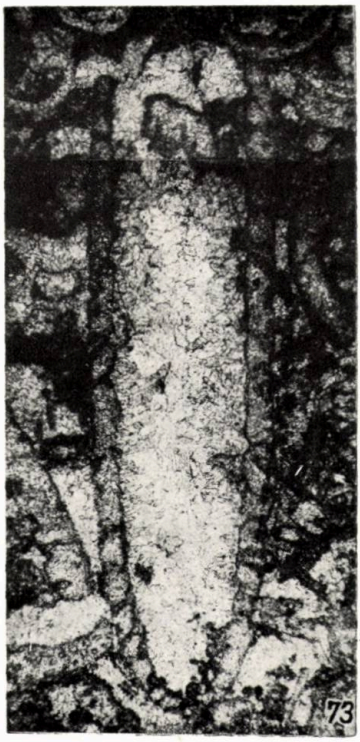
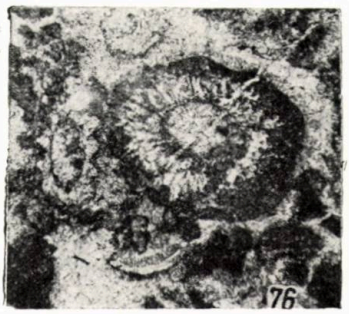


Fig. 65—68. — Biopelsparit cu *Diplopora annulata* f. *vesiculifera* Pia, hypotype Col. I.G. nr. 20 958, versantul estic al văii Brătcuța. × 25

Fig. 69—72. — Biopelsparit cu *Diplopora annulata* f. *trichophora* Pia și *D. annulata* f. *vesiculifera* Pia, hypotype Col. I.G. nr. 20 959, dealul Ruget — Remeți. × 25





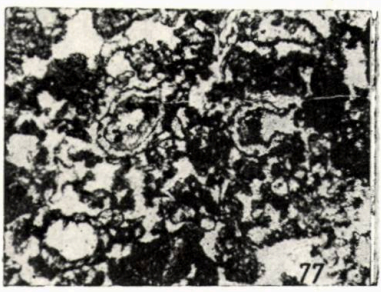


Fig. 73. — Biopelsparit cu *Physoporella likana* Herak, hypotype Col. I.G. nr. 20 959, dealul Ruget — Remeți.

Fig. 74. — Biopelsparit cu *Macroporella spectabilis* Bystricky, hypotype Col. I.G. nr. 20 959, dealul, Ruget-Remeți.

Fig. 75. — Biopelsparit cu *Oligoporella chia* Herak, hypotype Col. I.G. nr. 20 959, dealul Ruget-Remeți.

Fig. 76. — Biopelsparit cu *Macroporella beneckei* (Salomon) și *Physoporella* sp., hypotype Col. I.G. nr. 20 959, dealul Ruget-Remeți.

Fig. 77. — Biopelsparit cu *Physoporella lotharingica* (Benecke), hypotype Col. I.G. nr. 20 959, dealul Ruget-Remeți.
× 25

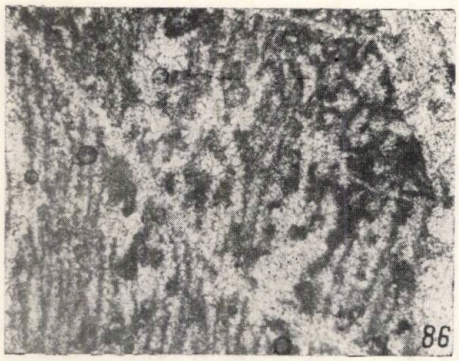
Fig. 78. — Biopelmicrit cu *Diplopora annulata* f. *trichophora* Pia și cu tal recristalizat, hypotype Col. I.G. nr. 20 966, versant estic valea Boiului.
Fig. 79. — Biomicrit cu *Macroporella* sp. recristalizată și înconjurată de material algal schizofitic, versant estic valea Boiului.
Fig. 80. — *Diplopora* sp. înconjurată de material algal schizofitic, versant estic valea Boiului.
Fig. 81. — Biopelmicrit cu *Diplopora annulata* (Schafh.), versant estic valea Boiului.
× 25

Fig. 82—83. — Biopelsparit cu *Griphoporella guembeli* Pia, hypotype Col. I.G. nr. 20 959, dealul Ruget-Remeți.

Fig. 84. — Biopelsparite cu *Gyroporella ampleforata* Gümbel, hypotype Col. I.G. 20 965, versant estic valea Boiului.

Fig. 85. — Biopelsparit cu *Gyroporella maxima* Pia, hypotype Col. I.G. nr. 20 959, dealul Ruget-Remeți.

× 25



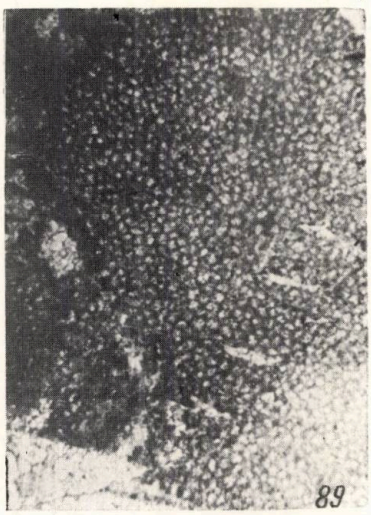


Fig. 86—88. — Biopelsparit cu *Cayeuxia lemaitrae* Dragastan, hypotype Col. I.G. nr. 20 960, vîrful Hagăului.

Fig. 89. — *Solenopora simionescui* Dragastan, hypotype Col. I.G. nr. 20 960, vîrful Hagăului.

× 25

DATE NOI CU PRIVIRE LA BIOSTRATIGRAFIA PLIOCENULUI DE LA NORD ȘI SUD-EST DE ODORHEIU SECUIESC (SE BAZINULUI TRANSILVANIEI)

DE

I. GRĂF, IOANA PANĂ, GH. MITREA

55(05)

Prezența unor depozite de vîrstă pliocenă în partea de sud-est a Bazinului Transilvaniei este cunoscută de multă vreme (Fr. Hauer și G. Stache, 1863). Preocupări de a efectua orizontări litostratigrafice în cuprinsul acestor depozite apar însă abia după anul 1900 (A. Koch) și diferă de la autor la autor (St. Vitalis, 1913; L. Mrazec și E. Jekelius, 1927; C. Banyai, 1927; Z. Török, 1900—1933; D.T. Ciupagea, 1942; E. Jekelius, 1943; L. Bartko, 1943; N. Oncescu, 1952; M. Ilie, 1955; A. Vancea, 1960; I. Bucur, 1965.

În general, în aprecierile de vîrstă, autorii s-au oprit la termenul general de pliocen, cu puține excepții cînd s-a considerat că fauna de moluște descoperită permite precizarea etajului ponțian (L. Mrazec și E. Jekelius, 1927; I. Banyai, 1927; Z. Török, 1930—1933; E. Jekelius 1943; M. Ilie, 1955; A. Vancea, 1960). Provenind din puncte fosilifere izolate și avînd un număr restrîns de genuri și specii concludente, această faună nu a putut fi folosită pentru aprecieri biostratigrafice de amănunt.

În lucrarea de față ne propunem să încercăm rezolvarea acestei probleme pe baza unui bogat material paleontologic, adunat din numeroase puncte fosilifere care se eșalonează pe întregul interval al pliocenului. Datele biostratigrafice se referă la două perimetre, unul situat la nord de orașul Odorheiu Secuiesc, iar celălalt cuprinde interfluviul dintre bazinul Homorodului Mic, valea Vîrghișului și Pîrîul Sărat, între localitățile Merești, Jimbor și Racoșul de Jos.

Cît privește nomenclatura pe care o vom folosi pentru etajele identificate, deși dispunem de o faună de moluște de „ tip pannonic", renunțăm la termenul de pannonian deoarece „ stratele pannonice", așa cum au fost definite de L. Roth Telegd (1879), coboară sub limita inferioară a meoțianului și depășesc ponțianul, iar noțiunea de „ pannonian s. str." și „ ponțian s. str." în sensul lui A. Papp și E. Thenius (1959), pot crea confuzii și nu satisfac scopul pe care ni l-am propus. De aceea

St. cerc., geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 443—462, București, 1973

vom menţine denumirile din schema stratigrafică generală adoptată pentru etajele pliocenului din bazinele extracarpatice (Bazinul Ponto-Caspic şi Bazinul Dacic).

Astfel, în funcţie de alcătuirea litostratigrafică şi de conţinutul paleobiologic, s-au putut separa în pliocenul din regiunea Odorheiu Secuiesc mai multe unităţi geocronologice care se încadrează etajelor meoţian, ponţian şi dacian-levantinului.

1. MEOŢIANUL

Într-o lucrare anterioară (I. Gräf, Ioana Pană şi V. Fesci, 1971), am demonstrat cu argumente macro- şi micropaleontologice prezenţa unor depozite echivalente meoţianului extracarpatic, care aflorează pe cursul superior al văii Archita (est Sighişoara). Ulterior am urmărit cu aceleaşi caractere lito- şi biofaciale aceste depozite către est, pînă în dreptul oraşului Odorheiu Secuiesc (I. Gräf, Gertrude Rado, Ioana Pană şi V. Fesci, 1972). În zona de la nord şi nord-est de Odorheiu Secuiesc, meoţianul este predominant marnos în partea lui inferioară, devenind conglomeratic la partea superioară şi poate fi separat după cele două aspecte litologice în două orizonturi :

a) ORIZONTUL MARNOS

Depozitele ce intră în alcătuirea acestui orizont reprezintă cel mai vechi termen al pliocenului şi ocupă aceeaşi poziţie stratigrafică ca acelea separate în regiunea pîrîului Archita. Ele sînt bine deschise în marginea nordică a oraşului Odorheiu Secuiesc, de unde se continuă spre est, în lungul versantului nordic al Tîrnavei Mari, pînă la Brădeşti. Aflorimentele existente în cadrul orizontului marnos, deşi puţine la număr (nord Odorheiu Secuiesc, vest Cădişeni, sud Tibodu), prezintă avantajul că oferă asociaţii de moluşte reprezentative (fig. 1 şi 2).

Primul pachet din succesiunea litologică a meoţianului (circa 15 m) aflorează în versantul estic al pîrîului Şoş (marginea nordică a oraşului Odorheiu Secuiesc) şi este constituit din marne cenuşii-vineţii, şistoase sau stratificate subcentimetric, cu dese feţe albe de stratificaţie. În treimea lor inferioară, aceste marne includ o intercalaţie de tuf andezitic cenuşiu-gălbui, bentonitizat şi slab consolidat, de circa 4—5 cm grosime. Asemănarea frapantă cu complexul marnos de la Bazna în care este intercalat tuful (A. Erni, 1927; A. Vancea, 1960), ca şi poziţia stratigrafică pe care o ocupă tuful andezitic de la Odorheiu Secuiesc ne-a determinat să considerăm că în ambele regiuni ne aflăm la acelaşi nivel stratigrafic.

Marnele cu tuf de Bazna suportă la nord de Odorheiu Secuiesc un al doilea pachet (circa 25 m), în care marnele de culoare vînătă sînt compacte, depuse în strate centimetrice şi separate de filme de nisip fin. La intervale regulate de 5 la 10 cm, marnele au intercalaţii nisipoase în strate pînă la 2 cm grosime.

Secvenţa care urmează şi care este deschisă la cărămidăria din Odorheiu Secuiesc este alcătuită din marne calcaroase, compacte, tari, de

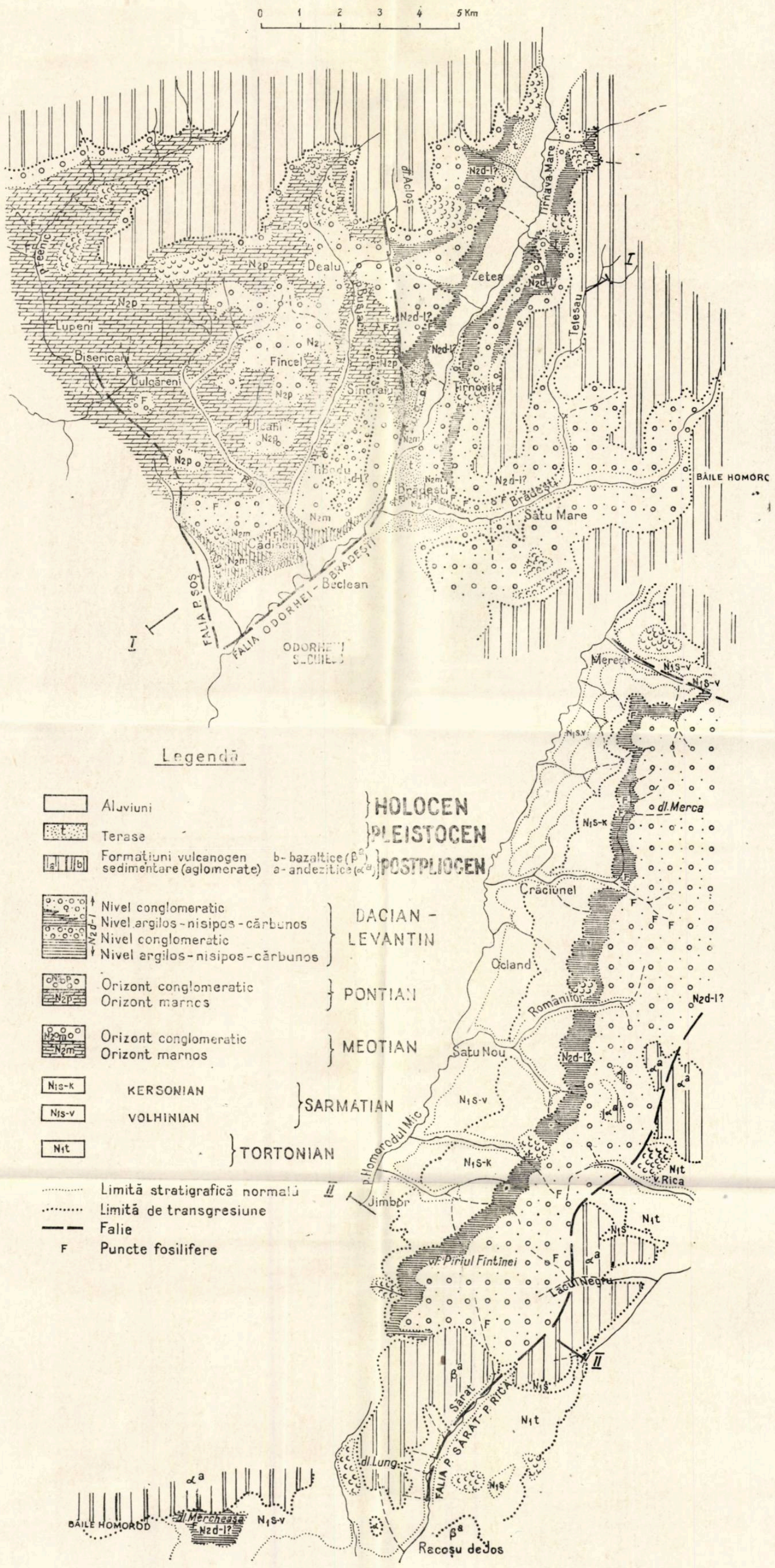


Fig. 1. — Harta geologică reprezentînd pliocenul de la nord și sud-est de Odorheiu Secuiesc.

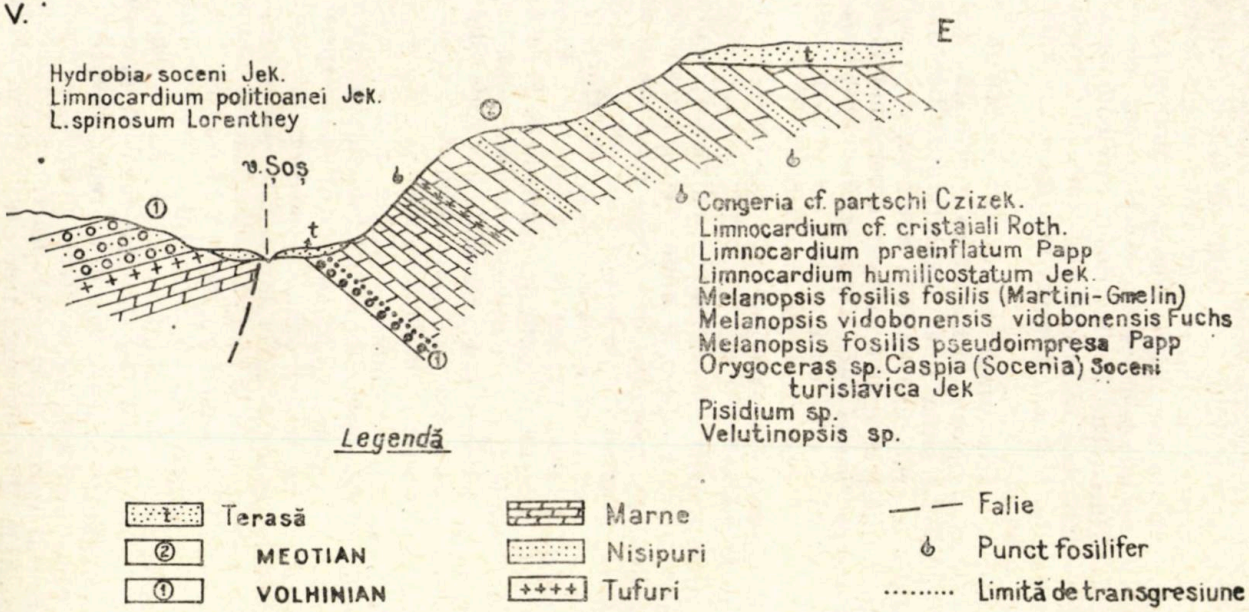


Fig. 2. — Profil geologic schematic la nord de Odorheiu Secuiesc.

culoare vineţie, care formează bancuri decimetrice separate de filme de nisip.

Succesiunea se încheie (circa 20 m) cu marne nisipoase cenuşii-albăstrui, care alternează cu nisipuri fine, în strate de la 2 la 5 cm grosime.

Aflorimentele de pe pîrîul Sîncrai, situate în ultima parte a meoţianului marnos, prezintă de asemenea, deasupra unui pachet de marne vinete, nisipoase, o succesiune de marne-argile cenuşii-negricioase, compacte ce se individualizează în bancuri decimetrice şi care comportă intercalaţii dese de nisipuri în strate de pînă la 10 cm grosime. La Cădişeni, la partea terminală a orinzontului marnos, intervin mai frecvente intercalaţii nisipoase în bancuri submetrice.

Grosimea totală a orizontului marnos este de 250 m. Macrofauna identificată în cuprinsul acestui orizont este cantonată în două nivele faunistice : nivelul inferior, situat imediat sub tuful de Bazna, ce aflorează la marginea nordică a oraşului Odorheiu Secuiesc, se remarcă printr-o mai mare bogăţie de indivizi dintre care am determinat *Hydrobia soceni* Jek., *Limnocardium politioanei* Jek., *Limnocardium spinosum* Lörenthey. Microfaunistic, acest nivel este caracterizat de prezenţa unei asociaţii de ostracode care cuprinde : *Loxoconcha schweyri* Suzin, *Erpetocypris abscissa* Reuss, *Eucypris gajtanensis* Stanceva, *Cyprideis heterostigma* Reuss şi *Candona parallela pannonica* Zàl.

Al doilea nivel faunistic se suprapune cu marnele calcaroase de la cărămidăria din Odorheiu Secuiesc, de unde se continuă spre est prin satul Cădişeni pînă la Brădeşti. Asociaţia de moluşte recoltate de la acest nivel este alcătuită din : *Congeria* cf. *partschi* Cžižek, *Congeria* sp., *Cardium* cf. *subfitoni* Andr., *Limnocardium cornuntinum* (M. Hoern), *L. praeinflatum* Papp, *Caspia* (*Socenia*) *soceni turislavica* Jek., *Velutinopsis* sp., *Pisidium* sp. Microfauna determinată din marnele de la cărămidărie este compusă din următoarele specii : *Candona parallela pannonica* Zàl., *Cyprideis heterostigma sublitoralis* Pok., *Caspiocypris rada* Stanceva, *Erpetocypris abscissa* Reuss, *Eucypris pervulgata* Schneider, *Leptocythere praebacuana* (Livental), *Lineocypris trapezoidea* Zàl.

Din analiza asociaţiilor faunistice citate se desprind următoarele constatări : asociaţia de moluşte de sub tuful de Bazna cuprinde pe lîngă specii pliocene (*Limnocardium spinosum* Lörenthey) şi specii care provin din sarmaţian (*Hydrobia soceni* Jek., *Limnocardium politioanei* Jek.). Rezultă că sîntem în prezenţa unei faune de amestec, care păstrează elemente sarmatice, remarcate şi în alte părţi din Bazinul Transilvaniei (E. Jekelius, 1943; A. Vancea, 1960; Victoria Lubenescu, 1970, 1972) şi care corespunde cu orizontul de trecere dintre miocen şi pliocen al vechilor autori (L. Roth, 1879; A. Koch, 1900 etc.). În general este admis că prezenţa speciilor miocene în aceste faune de amestec trebuie explicată prin fenomenul de remaniere (A. Vancea, 1967; Victoria Lubenescu, 1972) opinie la care aderăm şi noi, mai ales că orizontul marnos de la partea inferioară a pliocenului acoperă în sud-estul Bazinului Transilvaniei, transgresiv, termeni diferiţi ai sarmaţianului inferior. Prezenţa unor specii de moluşte pliocene, cît şi a unei asociaţii de ostracode cu specii exclusiv pliocene îndreptăţeşte încadrarea complexului marnos cu tuf de Bazna de la Odorheiu Secuiesc la această epocă.

Asociaţia de moluşte aparţinînd celui de al doilea nivel fosilifer corespunde în ansamblu cu zonele C şi D din schema stratigrafică a lui A. Papp (1953), precum şi cu meoţianul din bazinele extracarpatice. Prezenţa meoţianului în acest segment geocronologic este indicat de răspîndirea genului *Velutinopsis* şi este confirmat mai ales de conţinutul microfaunistic dominat de specii ce se limitează numai la acest etaj (*Cyprideis heterostigma sublitoralis* Pok., *Erpetocypris abscissa* Reuss, *Eucypris pajtanensis* Stanceva, *Leptocythere prebacuana* Livental, *Lineocypris trapezoidea* Zàl.).

Limita orizontului marnos cu depozitele volhiniene subjacente, în marginea de nord a oraşului Odorheiu Secuiesc, se află la circa 25—30 m sub complexul marnelor cu tuf de Bazna şi este marcată de apariţia conglomeratului de peste tuful dacitic gros de 1 m, ce aflorează la cimitirul din Sîmboteşti, tuf menţionat anterior de D. T. Ciupagea (1942). Acest tuf dacitic este situat la partea inferioară a unui orizont conglomeratic care aflorează la sud de Odorheiu Secuiesc şi pe care l-am încadrat, pe baza unei bogate şi variate asociaţii de moluşte, la volhinian (I. Gräf, Gertrude Rado, Ioana Pană şi V. Fesci, 1972). În toată regiunea din împrejurimile oraşului Odorheiu Secuiesc, aceste conglomerate volhiniene sînt urmate de orizontul marnos aparţinînd meoţianului.

Comparînd conţinutul biostratigrafic al depozitelor meoţiene din zona Odorheiu Secuiesc cu acea descrisă în regiunea Archita (I. Gräf, Ioana Pană şi V. Fesci, 1971), remarcăm că la Odorheiu Secuiesc seria este mai completă, în timp ce la Archita este prezent numai nivelul superior al meoţianului, cu o faună de moluşte foarte bogată în indivizi.

b) ORIZONTUL CONGLOMERATIC

În acest orizont, situat în partea superioară a meoţianului, s-a format, în versantul nordic al Tîrnavei Mari (vest Brădeşti), un nivel de eroziune în care conglomeratele sînt deschise aproape pe toată grosimea lor. De aici conglomeratele trec pe versantul estic al pîrîului Sîncrai, iar spre vest se continuă pînă în pîrîul Şoş. Conglomeratele se prezintă în bancuri masive de mai mulţi metri şi sînt constituite mai ales din galeţi de calcare organogene (probabil jurasice). Subordonat se mai identifică gresii, bancuri lentiliforme de nisipuri grosiere slab cimentate. Conglomeratele meoţiene sînt sărace în faună, reprezentată aproape exclusiv prin melanopside (nord de Brădeşti, est de Cădişeni, nord Odorheiu Secuiesc). Din conglomeratele de la nord de Odorheiu Secuiesc şi de la Brădeşti am putut colecta; *Congeria* cf. *partschi* Czižek, *Melanopsis fossilis constricta* Hand. şi *Melanopsis vindobonensis vindobonensis* Fuchs.

Deoarece în orizontul imediat următor apar primele asociaţii macro- şi microfaunistice caracteristice pentru ponţian, încadrăm orizontul conglomeratic tot la meoţian, deşi fauna pe care o conţine nu este concludentă pentru această vîrstă.

Grosimea orizontului conglomeratic nu depăşeşte 125 m.

2. PONȚIANUL

Orizontul conglomeratic al meoțianului este urmat în continuitate de sedimentare de un complex marnos, bine dezvoltat în zona localităților Lupeni, Bisericani, Bulgăreni, Ulcani, Sîncrai (fig. 1 și 3).

Spre deosebire de cele meoțiene, marnele răspîndite în această zonă sînt foarte nisipoase și friabile. Nisipurile se intercalează fie sub formă de strate centimetrice, fie în alternanțe ritmice destul de dese ce cîștigă în grosime spre partea superioară a complexului (pînă la 10 cm grosime). În regiunea satului Lupeni și de aici spre nord, nisipurile se întîlnesc ca intercalații submetrice. Uneori, la partea superioară se trece gradat la conglomerate (dealul Sîncrai). Caracteristica părții superioare conglomeratice este dată de stratificația încrucișată a sedimentelor.

Grosimea acestui complex predominant marnos este de 250—300 m.

Punctele fosilifere sînt răzlețe, dar prezintă avantajul că sînt etajate în întregul interval stratigrafic ocupat de complexul marnos. În baza complexului, fauna este inclusă ca exemplare izolate și s-a păstrat sub formă de mulaje. La Ulcani a putut fi determinată *Congeria* cf. *balatonica* Partsch.

Într-un nivel superior, marnele, deschise la nord de Bulgăreni, conțin o asociație de moluște alcătuită din: *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subsyrmiense* Andr., *L.* (*Euxinicardium*) sp., *L. kiseljaki* Brus., *L.* (*Arcicardium*) *margaritaceum* (Brus.), *L.* (*Arcicardium*) sp., *Limnaeus* sp., *Gyraulus* (*Gyraulus*) *varians varians* (Fuchs), *G.*(*Gyraulus*) *inornatus* (Brus.), *Trichia* sp., *Valenciennius* sp.

Mai bogată ca număr de specii și indivizi este fauna de moluște colectată în cîteva puncte fosilifere de la vest și nord de satul Lupeni, situată în partea superioară a complexului marnos. Dintre speciile determinate citățm: *Limnocardium secans* Fuchs, *L. promultistriatum* Jek., *L. schreteri* Strauss, *L. cryptornatum* Jek., *L. trifcović* (Brus.), *L.* (*Arpadicardium*) cf. *mayeri* Hoernes, *L.* cf. *spinosum* Lörenthey, *Congeria* cf. *gittneri* Brus., *C.* cf. *sumaghy* Strauss, *C. neumayri* Andr., *Melanopsis pseudopygmaea* Jek., *M. pygmaea* Partsch, *M. pygmaea mucronata* Hand., *M. vindobonensis* Fuchs, *Theodoxus* sp., *Nematurella* sp., *Pisidium* sp., *Planorbis* sp., *Alopia* sp., *Trichia* (*Trichia*) *striateformis* (Lörenthey).

Cea mai bogată asociație de moluște provine din intercalațiile psamitice deschise la nord de localitatea Sîncrai, în partea terminală a complexului marnos, fiind alcătuită din: *Limnocardium humilicostatum* Jek., *L.* cf. *kuznici* Brus., *L.* (*Euxinicardium*) *inflatum* Jek., *Congeria rădmănești* (Fuchs), *C. balatonica* Partsch, *C. czižeki alatus* Gillet et Marinescu, *Melanopsis fossilis fossilis* Martini, *M. vindobonensis* Fuchs, *M.* cf. *pygmaea* Partsch, *Melanoptychia* sp., *Odontohydrobia wagneri* Pavlović, *Sciaena* sp. (otolit), *Tectochara meriani octospira* Mäd.

Dintre speciile de ostracode răspîndite în marnele fosilifere de la Bulgăreni citățm: *Eucypris sieberi* (Mehes), *Eucythereis lörenthey* (Mehes), *Loxoconcha grandifera* (Reuss), *Cyprideis heterostigma heterostigma* (Reuss.)

Analiza asociațiilor faunistice din complexul marnos arată, de la prima vedere, o schimbare a conținutului paleontologic față de asociațiile recoltate din meoțian. Speciile de congerii (*C. balatonica*, *sumaghy*, *neumayri*, *rădmănești*, *czižeki alatus*) de limnocardiide (*L. kiseliaki*,

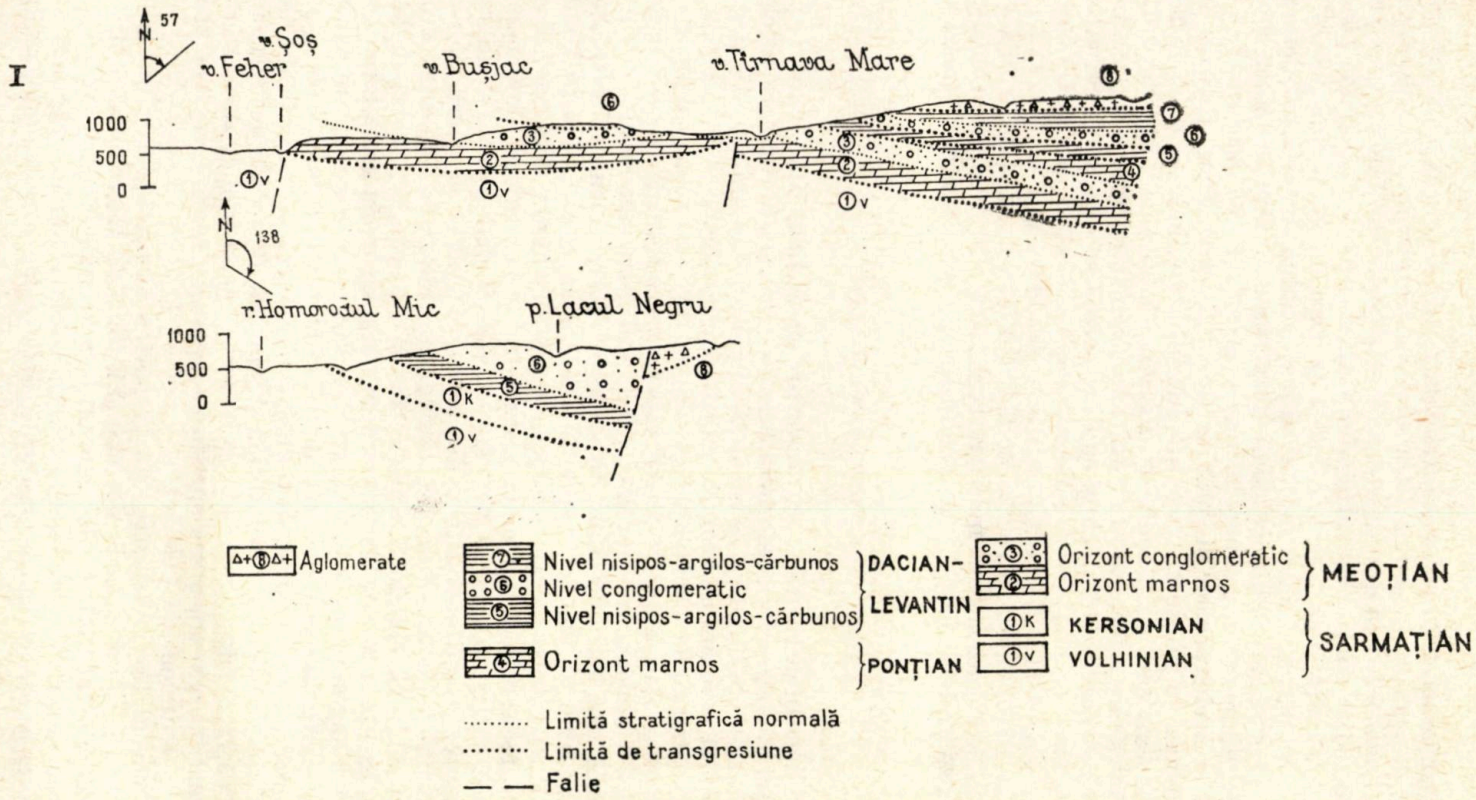


Fig. 3. — Profile geologice schematice în regiunea nord Odorheiu Secuiesc *(I)* și Mereşti— Jimbor *(II)*.

rom ultistriatum, trifcović, cryptornatum, L. (Euxinicardium) subsyrmiense, L. (Arpadicardium) mayeri, L. (Arcicardium) margaritaceum), ca şi exemplarele de *Valenciennesia* dovedesc prezenţa ponţianului, fără a putea preciza dacă s-a depus conţinutul întregului etaj. Asociaţia de moluşte pledează pentru existenţa unor ape mai îndulcite care nu au permis dezvoltarea speciilor tip pentru fiecare subetaj al ponţianului. Această îndulcire apreciabilă a apelor este subliniată şi de dezvoltarea în număr mare a melanopsidelor, limneidelor, planorbidelor, a genurilor *Theodoxus, Pisidium*, precum şi a characeelor şi peştilor de tip *Sciaena*. Exemplare de *Congeria balatonica* se găsesc în toate nivelele fosilifere, indiferent de litofacies, dovedind existenţa „faciesului cu *Congeria balatonica*", specific zonei de ţărm, facies care înlocuieşte în regiunea Odorheiu Secuiesc cel puţin zonele cu *C. ungula caprae* (odessian) şi cu *C. rhomboidea* (bosforian). Situaţia este asemănătoare cu cea descrisă de *A. Papp* (1951) în Bazinul Vienei, de L. Strauss (1942) în Ungaria, de S. Gillet şi Fl. Marinescu (1972) la Rădmăneşti şi recent de T. Orăşeanu (1972) în Banatul românesc, la Criciova. Talia mică a întregii faune, dar în special a congeriilor, conturează un biofacies al ponţianului specific pentru această zonă sublitorală.

3. DACIAN-LEVANTINUL

În depozitele ce urmează transgresiv peste conglomeratele de la partea terminală a ponţianului (Odorheiu Secuiesc), sau peste conglomeratele kersoniene (Homorodul Mic), se remarcă importante schimbări atît ca aspect litologic, cît mai ales ca evoluţie paleobiologică (fig. 1 şi 3).

Începînd cu acest nivel se trece la un litofacies cu un pronunţat caracter fluvio-lacustru, complet diferit faţă de litofaciesurile descrise în partea inferioară a pliocenului. Depozitele fluvio-lacustre sînt răspîndite mai ales în bazinul văii Tîrnavei Mari, în sectorul dintre localităţile Brădeşti şi Zetea, de unde se urmăresc spre est pînă la Satul Mare (valea Brădeşti).

Caracteristica acestui litofacies o dă alternanţa de faciesuri cărbunoase cu faciesuri conglomeratice. Au putut fi identificate două complexe argiloase, cărbunoase, slab stratificate, care includ frecvente intercalaţii centimetrice şi subcentimetrice de cărbune xiloid ce se pierd pe direcţia de stratificaţie; aceste complexe cărbunoase alternează cu două nivele în care predomină conglomeratele (orto- şi paraconglomerate) în bancuri masive, cărora li se asociază subordonat şi nisipuri cu granulaţie medie şi grosieră. Conglomeratele sînt constituite din elemente de gresii calcaroase şi calcare grezoase şi numai accidental se observă fragmente de cuarţ alb sau de calcare organogene, dovedind o altă sursă de alimentare decît în nivelele conglomeratice din meoţian şi ponţian. Bancurile de conglomerate se întrepătrund adeseori cu bancuri de nisip, fenomenul de substituire laterală constituind o trăsătură specifică a acestor depozite, ceea ce pledează pentru o sedimentare deltaică.

Faciesul fluvio-lacustru, de la partea superioară a pliocenului, se regăseşte cu caracteristicile descrise şi în bazinul Homorodului Mic, unde formează relieful înalt de la contactul cu Munţii Perşani.

Concomitent cu instalarea acestui litofacies apare frapantă dezvoltarea unei bogate şi variate faune de gasteropode continentale, neîntîlnite

n asociaţiile faunistice din meoţian şi ponţian. Această faună este canto-nată în bancuri fosilifere răspîndite în toate cele patru complexe litologice (două argiloase-cărbunoase şi două conglomeratice), observîndu-se o selecţie a faunei în funcţie de mediul de sedimentare în care a fost depusă.

Complexul argilos-nisipos inferior este foarte fosilifer în ambele maluri ale Tîrnavei Mari din dreptul localităţii Tîrnoviţa, de unde am recol-tat numeroase exemplare de *Trichia* (*Trichia*) *striolata* (C. Pfeiffer) şi *Tacheocampylaea* (*Mesodontopsis*) *doderleini* Brus.

Conglomeratele ce urmează în continuitate de sedimentare conţin la nord-est de Tîrnoviţa (versantul vestic al Tîrnavei Mari) exemplare rău conservate de *Tacheocampylaea* (*Mesodontopsis*) *doderleini* Brus., pre-cum şi *Helix* (*Iberus*) *micharzi* Schlosser.

Mult mai bogat ca număr de specimene şi mai variat în specii este cel de al doilea complex argilos-nisipos cu cărbuni. Edificatoare în acest sens este asociaţia din aflorimentele din malul stîng al Tîrnavei Mari de la nord-est de localitatea Zetea în alcătuirea căreia intră: *Tropidomphalus* (*Pseudochlorites*)*toulai* (Schlosser), *Trichia* (*Trichia*) sp., *Oxychilus pro-celarius* Joós, *Cepaea baconica* (Halàv)., *Zenobiella goniostoma*) (Sand-berger), *Tacheocampylaea* (*Mesodontopsis*) *doderleini* Brus., *Helicigona wenzi* Soós, *Goniodiscus* cf. *ruderoides* Mihaud, *Gonidiscus* sp. De la partea superioară a complexului, am mai recoltat, din aceeaşi regiune, *Helicigona wenzi* Soòs, *Triptychia ungarica* Halàv., *Daudebardia* sp., *Bulimus* (*Bu-limus*) *vucotinovici* (Brus.), *Viviparus dautzenbergi* Brus.

Conglomeratele terminale se evidenţiază de asemenea printr-un con-ţinut foarte variat de gasteropode continentale. La Satul Mare am recoltat : *Limax* sp. (limacele), *Corychium* cf. *minimum* Müller, *Trichia* (*Trichia*) *striateformis* (Lörenthey), *Retinella* (*Perpolita*) *radiatula* Alder, *Vertigo callosa* (Reuss), *Succinea primaeva* Matheron, *Helicigona pontica* (Halàv.), *Tacheocampylaea* (*Mesodontopsis*) *doderleini* Brus., *Trichia* (*Leucochropsis*) *moediglenzis* O. Böttger.

În zona de la est de valea Homorodului Mic, fauna de gasteropode con-tinentale cuprinsă în depozitele fluvio-lacustre ale pliocenului superior este reprezentată prin aceleaşi specii care sînt răspîndite şi la nord-est de Odorheiu Secuiesc.

Din complexul argilos-nisipos cu cărbuni de pe văile Mereşti, Pîstrana, Nadeş şi Zeiferului am recoltat: *Tryptychia ungarica* Halàv., *Coracolina corcyrensis pliocenica* Wenz, *Oxychilus procellaria* Joòs, *Gastrocopta noule-tiana* (Drep.), *Caepea vindobonensis* (C. Pfeiffer), *C.* cf. *neumayri* Bartha, *Zenobiella* sp., *Vertigo nouleti* Michaud, *Helicigona* cf. *pontica* (Halàv.), *Monachoides lörenthey* Soòs, *Vallonia* cf. *costata eurgomphalus* Bartha, *Tacheocampylaea* (*Mezodontopsis*) *doderleini* Brus., *Alopia conescens cae-sarea* Kimokowicz, *Viviparus deuzenbergi* Brus., *Congeria* cf. *neumayri* Andr.

Complexul conglomeratic cuprinde în această zonă: *Tacheocympylaea* (*Mesodontopsis*) *doderleini* Brus., *Trichia* (*Trichia*) *striateformis* (Lörenthey), *Abida frumentum hungarica* (Kim.), *Agardia appodiensis turrita* (Andr.), *Helicella* (*Helicopsis*) *instabilis jachnoi* Clessin, *Vallonia* cf. *subpulchel-la* Bartha, *Pyramidula* sp., *Tropidomphalus* (*Pseudochlorites*) *toulai* Schlos-ser. Dintr-o intercalaţie marnoasă-nisipoasă a acestui complex conglome-ratic au fost determinate : *Limnaea* sp., *Stagnicola palustris transilvanica*

Kimakowicz, *Viviparus dautzenbergi* Brus., *Melanopsis* sp., *Tectochara meriani meriani* Mädler.

Deşi abundentă şi variată, asociaţia de gasteropode terestre şi de apă dulce întîlnită la partea superioară a pliocenului nu oferă puncte de sprijin pentru aprecieri de vîrste. În această situaţie singura cale pentru acordarea unei vîrste rămîne compararea acestor depozite cu aparţiile similare din regiuni învecinate. Se pot stabili astfel trăsături lito- şi biofaciale apropiate cu bazinul Vîrghişului. Aici în aşa-numitul „facies de mlaştină", E. Jekelius (1932) descrie argile cenuşii-brune, cu nivele de cărbuni, care biofacial sînt caracterizate de asociaţii de moluşte (îndeosebi gasteropode) de apă dulce. Dominante sînt planorbidele şi limneidele cărora li se adaugă în număr mai redus, specii ale genurilor *Pisidium* şi *Valvata*. Din aceleaşi depozite E. Jekelius (1932) citează o faună de vertebrate ce pledează pentru vîrsta daciană. Complexul argilos-nisipos-cărbunos, identificat de noi la nord şi sud-est de Odorheiu Secuiesc, se asemănă pînă la identitate cu „faciesul de mlaştină" din regiunea Vîrghiş — Căpeni. Asemănarea litofacială indică o evoluţie comună a acestor bazine alăturate. Faptul că fauna de moluşte, afară de cîteva excepţii, diferă de la o regiune la alta, trebuie pus pe seama schimbării condiţiilor ecologice de la sfîrşitul pliocenului datorate intervenţiei fazei de uscat din regiunea Odorheiu Secuiesc. Depozitele fluvio-lacustre de la Comana—Hoghiz—Ungra, care au fost încadrate la villafranchian (N. Mihăilă ş.a., 1972), le considerăm situate la un nivel stratigrafic superior faţă de cele ce se dezvoltă în acelaşi facies argilos-nisipos-cărbunos la Odorheiu Secuiesc şi pe care le considerăm daciene cu trecere la levantin.

Din imaginea biostratigrafică prezentată pentru pliocenul din zona de la nord şi sud-est de Odorheiu Secuiesc se desprind cîteva consideraţii de ordin paleogeografic şi paleoecologic. În evoluţia geologică a regiunii un rol de seamă l-a avut însă şi elementul tectonic.

Descifrarea succesiunii biostratigrafice a pliocenului a dus, în acest sector de margine a Bazinului Transilvaniei, la identificarea unor linii rupturale majore (I. Gavăt şi colab., 1970; Şt. Airinei, 1963). Aceste fracturi au afectat miocenul subjacent împreună cu fundamentul pe care a fost depus. Existenţa lor în profunzime a fost verificată prin metode geofizice [1]. Sectorul studiat, datorită acestor fracturi, a fost compartimentat în blocuri structurale care în timpul pliocenului au suferit o serie de mişcări de scufundare şi ridicare, independente, mişcări ce au influenţat în mare măsură evoluţia geologică şi mai ales acea sedimentologică. De aceea, alcătuirea stratigrafică a fiecărui bloc tectonic este deosebită faţă de blocul învecinat. Jocul de basculă, inegal, al diferitelor blocuri se înscrie în contextul de afundare generală a Bazinului Transilvaniei, în direcţia sud—est indicînd o coborîre în trepte spre exteriorul bazinului. Blocul situat spre interiorul Bazinului Transilvaniei este acela încadrat de sistemul de falii din lungul văii Tîrnavei Mari şi a pîrîului Şoş. Cele două falii îl separă de un compartiment ridicat în vest şi altul coborît în est de la contactul cu aglomeratele vulcanice ale Masivului Harghita.

---

[1] C. Popescu (1970); *Raport final asupra prospecţiunilor seismometrice din regiunea Odorhei-Stngeorgiu de Pădure*, M.M.G.G., arhiva I.P.G.G.H., Bucureşti.

În sectorul sudic, depozitele pliocenului superior s-au depus tot pe un bloc scufundat situat în vecinătatea nordică a Munţilor Perşani şi încadrat de două accidente rupturale longitudinale ; în vest falia de pe valea Homorodului Mic, iar în est falia Pîrîul Sărat-pîrîul Rica.

În general, toate aceste accidente tectonice urmăresc direcţia de cutare nord-sud din Carpaţii Orientali. Numai falia de pe Tîrnava Mare, în segmentul Odorheiu Secuiesc-Brădeşti, prezintă o orientare transversală pe această direcţie.

Cele trei blocuri structurale la care ne referim au avut, în timpul pliocenului, o evoluţie geologică proprie pentru fiecare bloc. Independent de această evoluţie se remarcă două praguri bionomice importante, unul la limita sarmaţian-meoţian şi altul la limita dintre ponţian şi dacian-levantin.

În sectorul nordic (Odorheiu Secuiesc), după depunerea conglomeratelor volhiniene a urmat o fază de retragere a apelor mării sarmaţiene. Datorită ridicării bazinului, regiunea a trecut printr-o perioadă continentală îndelungată (bessarabian-kersonian), timp în care a fost supusă eroziunii. Ulterior, acest sector a fost invadat de apele pliocenului inferior care acopereau, sub forma unui imens lac, părţile cele mai coborîte de la periferia estică şi sudică a Bazinului Transilvaniei. La Odorheiu Secuiesc, invazia apelor pliocene este marcată de caracterul transgresiv al marnelor meoţiene. În prima etapă (meoţian-ponţian), sedimentarea lacului pliocen a avut loc concomitent cu scufundarea subsidentă a bazinului, materializată de grosimea apreciabilă a depozitelor (circa 750 m). Alternanţa depozitelor pelitice cu cele psefito-psamitice denotă, pe de o parte, prezenţa unor faze de mişcări de intensitate mică şi sedimentare liniştită care s-au succedat cu faze de coborîre accentuate ale fundului bazinului cînd sedimentarea a fost violentă, rezultînd depozite grosiere cu structură torenţială. Alcătuirea petrografică a psefitelor trădează proveniența elementelor constitutive, a căror origine este legată de edificiul muntos de la marginea sud-estică a bazinului.

În zona de la est de Valea Homorodului Mic, perioada de exondare postvolhiniană a avut o întrerupere în kersonian ; datorită scufundării blocului tectonic de aici, regiunea a fost acoperită de apele sarmaţianului superior, care au avansat dinspre (sud regiunea extracarpatică). A fost ultima invazie, de scurtă durată, apele retrăgîndu-se la sfîrşitul kersonianului. Astfel, regiunea rămîne exondată în acest sector, pînă la sfîrşitul pliocenului, una din caracteristicile ei fiind şi lipsa depozitelor salmastre din timpul meoţianului şi ponţianului.

La sfîrşitul ponţianului, uscatului din regiunea Homorodului Mic i se adaugă şi sectorul Odorheiu Secuiesc, încît pentru întreaga regiune începe cea de a doua etapă de evoluţie geologică, cînd, datorită ridicării accentuate suferită de marginea bazinului, apele lacului pliocen se retrag definitiv din această zonă. În continuare, sedimentarea este dictată de apele curgătoare care, în tot timpl pliocenului superior, transportau din abundenţă material erodat de pe pantele cadrului muntos al bazinului. Ia naştere astfel o întinsă zonă mlăştinoasă, piemontană, în care mai persistă, la diferite nivele stratigrafice, ochiuri de apă răzleţe. Colmatarea acestor regiuni înmlăştinite se produce în dacian şi levantin. Elementele constitutive din nivelele conglomeratice sînt de origine carpatică (gresii şi

calcare grezoase cenuşii-negricioase cu diaclaze de calcit), indicînd ca sursă de alimentare flişul cretatic din acest lanţ muntos.

Sedimentarea este întreruptă odată cu erupţiile din Harghita, erupţii care s trăbat şi acoperă, în bună parte, depozitele pliocenului superior de la marg inea de sud-est a Bazinului Transilvaniei.

★

Analiza conţinutului paleontologic, considerat în totalitate, ne dovedeşte că regiunea Odorheiu Secuiesc, prin raportul numeric dintre diversele grupe de organisme (salmastre, lacustre, continentale), precum şi prin raportul dintre rocă şi conţinutul în fosile, reprezintă un sector al ramei estice pliocene a Bazinului Transilvaniei cu un pronunţat specific local.

Cele două momente importante de schimbare a faunei (limita sarmaţian-meoţian şi limita ponţian-dacian) sînt dependente de cadrul structural al regiunii — cu fundamentul fragmentat, compartimentat, afectat de mişcări verticale inegale care, prin mecanica lor, au făcut ca sedimentarea, în această zonă, să fie atît de diferită. Se conturează astfel două momente de evoluţie biologică a regiunii; la început fauna este oligosalmastră iar apoi, prin ridicarea unor blocuri, se creează condiţii de dezvoltare a faunei lacustre şi continentale. În cadrul celor două cicluri de evoluţie biologică a regiunii se poate urmări o schimbare treptată a faunei.

După exondarea de la sfîrşitul volhinianului, fauna brahihalină se retrage şi nu mai revine în regiune decît puternic sărăcită (la nivelul kersonianului) în zona Jimbor - Crăciuneşti - Mereşti. În sectorul Odorheiu Secuiesc, fauna brahihalină este înlocuită, aparent brusc, din cauza întreruperii de sedimentare de la nivelul bessarabian-kersonianului, cu o faună oligohalină. Din întregul conţinut paleontologic al sarmaţianului numai anumite genuri, cele puternic eurihaline, trec şi în depozitele meoţiene (specii de hidrobiide, melanopside, cardiide); dispar însă genurile *Mactra*, *Tapes*, *Trochus*, *Cerastoderma* şi foraminiferele, locul lor numeric, ca grad ridicat de sensibilitate şi evoluţie rapidă, fiind luat de *Congeria*, *Limnocardium*, *Melanopsis* şi ostracode. Reprezentanţii acestor genuri se diversifică, se adaptează litofaciesurilor variate şi diverselor trepte de salinitate oligohalină, permiţînd subdivizarea relativă a timpului geologic cu destulă fineţe.

Astfel, în intervalul meoţian-ponţian se urmăreşte evoluţia continuă a acestor genuri care stau la baza ortocronologiei pliocenului de tip pannonic.

Mai frapante sînt schimbările care apar la speciile de congerii. După primul moment de depunere a meoţianului, cînd speciile de congerii sînt de talie mică (*Congeria moesia*, *politioanei*), un al doilea moment de evoluţie a meoţianului din această regiune, cuprinde congerii de talie mare (*C. partschi*, *zsygmondyi*), care formează un nivel constant aproape în întreaga regiune. Nu au fost întîlnite exemplare de *Congeria subglobosa*, care în alte regiuni ale Paratethysului (Bazinul Vienei, Bazinul Dunării mijlocii, Bazinul Beiuş, Culoarul Mureşului) reprezintă partea superioară a meoţianului de tip pannonic. În acest interval de timp s-au depus conglomerate foarte sărace în faună, care pînă în prezent nu au permis identificarea acestei specii.

Este de remarcat faptul că schimbarea faunei se poate urmări chiar în interiorul unui strat, în care, în afara numărului mare de indivizi ce alcătuiesc fondul faunistic al stratului, apar exemplare mici, izolate, de specii care anunţă caracterul faunei din orizontul următor. Astfel, în meoţian, după dispariţia elementelor sarmatice, concomitent cu dezvoltarea congeriilor de talie mare (*C. partschi, zsygmondyi*) îşi fac apariţia primele exemplare de congerii de tip *balatonica*, specie care va da nota caracteristică depozitelor ponţiene din acest sector. Faciesul cu *balatonica* din ponţian, în afara speciilor salmastre (cu o treaptă de salinitate mai scăzută decît a meoţianului), conţine deja şi primele moluşte de apă dulce (*Pisidium, Planorbis, Limnaeus*), care vor caracteriza depozitele daciene de deasupra. Deşi cu ape mai îndulcite decît în alte regiuni, ponţianul din regiunea Odorheiu Secuiesc, dezvoltat în „faciesul cu *balatonica*", cuprinde încă specii de congerii, limnocardiide, melanopside şi *Valenciennius*. Îndulcirea se pare că a început încă din meoţianul superior (echivalentul stratelor cu *C. subglobosa*) şi s-a continuat în ponţian, reprezentînd un facies specific zonelor sublitorale, cu aport de ape dulci, continentale.

Asociaţia de moluşte din prima etapă de evoluţie a episodului cu ape oligosalmastre (meoţian) indică salinitatea cea mai ridicată a depozitelor pliocene din această zonă (10—12%). Asociaţia din a doua etapă (ponţian) indică o treaptă mai scăzută de salinitate (7—10%). Situaţii similare au fost descrise şi în Bazinul Vienei (Friedel, 1932; A. Papp, 1951), în Ungaria (J. Halavats, 1911; Lörenthey, 1902; L. Strausz, 1942; F. Bartha, 1954) unde „faciesul cu *balatonica*" înlocuieşte stratele cu *Congeria ungula-caprae* şi stratele cu *Congeria rhomboidea*. La acelaşi nivel, pe alocuri, se pot dezvolta faciesuri cărbunoase cu lignit (Burgenlandul de sud, Moravia de sud), sau sînt semnalate lacune de sedimentare.

În regiunea Odorheiu Secuiesc după acest episod oligosalmastru, puternic îndulcit, are loc o schimbare radicală a faunei; toată fauna salmastră dispare brusc, fiind înlocuită de gasteropode continentale (în faciesul fluviatil-limnic) în sectorul Odorheiu Secuiesc şi gasteropode lacustre şi continentale în regiunea Jimbor—Mereşti (în faciesul fluviatil-lacustru).

Urmărind evoluţia gasteropodelor de apă dulce, se constată că ele apar la început ca elemente rare, întîmplătoare, în cadrul asociaţiilor oligosalmastre meoţiene (*Velutinopsis, Pisidium*), sau ponţiene (*Theodoxus, Bulimus, Limnaeus*), ca apoi să devină elementul dominant în depozitele lacustre dacian-levantine (*Viviparus, Planorbis, Limnaeus, Stagnicola, Valvata*), timp în care dezvoltarea lor areală este foarte redusă.

F. Bartha (1954) susţine că dezvoltarea genurilor *Viviparus* şi *Valvata* reprezintă un indiciu de îndulcire puternică a apelor a căror salinitate scade la 0,3—0,002%. După *A. Papp* (1951), un conţinut de săruri de 0,5% are valoarea unui prag biologic peste care nu pot trăi genurile salmastre, iar cele de apă dulce încă nu s-au dezvoltat; aceasta explică frecventa sterilitate a orizonturilor de trecere.

Corelarea depozitelor limnice sau lacustre la distanţe mari este în general dificilă, deoarece micile mlaştini sau lacuri au evoluat independent, fazele de sedimentare şi momentele de colmatare nefiind sincrone. Similitudinea faunelor lacustre din regiuni îndepărtate poate fi explicată numai admiţînd părerile lui M. Schlosser (1907), anume că păsările acvatice au transportat pe picioarele lor melcişori lipiţi, precum şi prin faptul că

bazinele cu apă dulce oferă condiţii de viaţă uniforme şi monotone. În felul acesta s-ar explica elementele comune asociaţiilor dulcicole din regiunea Vîrghiş (E. Jekelius, 1932), din regiunea Balaton (J. Halaváts, 1911), de la Öcs (F. Bartha, 1954), de la Eichkogel (M. Schlosser, 1907; A. Papp, 1951) şi cele determinate de noi din regiunea Odorheiu Secuiesc

Dintre numeroşii factori determinanţi ai vieţii pe uscat, mai ales variaţia temperaturii şi, în mai mică măsură, transportul de material influenţează gasteropodele de apă dulce.

Comparativ cu fauna lacustră-limnică, asociaţiile de uscat sînt foarte variate şi într-o continuă schimbare. Urmărite în succesiunea pe verticală a depozitelor, ele permit separarea a trei asociaţii distincte:

a) În prima asociaţie continentală (dacian inferior) se păstrează încă elemente miocene cum sînt: *Cepaea neumayri*, *C. vindobonensis*, *Trichia* (*Trichia*) *striata*, *Helix* (*Iberus*) *micharzi*, fapt care dovedeşte persistenţa faciesului continental din miocen pînă la sfîrşitul pliocenului în imediata zonă de sedimentare a depozitelor fluvio-lacustre ale dacianului.

b) Nivelul biostratigrafic de deasupra lui (dacian superior) arată că gasteropodele continentale miocene sînt complet subordonate celor cu caracter propriu pliocenic. Rolul principal în această a doua asociaţie continentală revine genurilor: *Tacheocampylaea* (*Mesodontopsis*) *doderleini*, *Helicigona wenzi*, *Helicigona pontica*, *Triptychia ungarica*.

c) La partea terminală a pliocenului (levantin) se conturează cea de a treia asociaţie de gasteropode continentale caracterizată prin numeroase genuri şi specii care dăinuiesc şi în fauna actuală: *Daudebardia* sp., *Oxychilus procellarius*, *Zenobiella goniostoma*, *Goniostoma ruderoides*, *Vertigo callosa*, *Succinaea primaeva*, *Corychium ponticum*, *Retinella* (*Perpolita*) *radiatulla*, *Trichia* (*Trichia*) *striateformis*, *Trichia* (*Leucochropsis*) *mödiglensis*, *Limax* sp., *Agardia appadiensis turrita*, *Abida frumentum hungarica* etc.

Deosebirea conţinutului asociaţiilor continentale de la un sector la altul reflectă marea instabilitate a condiţiilor de trai din mediul continental, unde temperatura, natura substratului, gradul de însorire sau de umbrire — care influenţează dezvoltarea vegetaţiei — constituie factori determinanţi în răspîndirea gasteropodelor continentale.

Comparativ cu modul de viaţă al reprezentanţilor actuali, majoritatea genurilor şi speciilor pliocenului superior sînt iubitoare de umiditate, trăind în zone împădurite, pe sub frunziş sau pe lemne putrede, şi în general la altitudini ridicate, putînd să ajungă pînă la 1 500—2 000 m. Aceasta confirmă ipoteza paleogeografică conform căreia regiunea de la nord şi est de Odorheiu Secuiesc reprezintă un sector al marginii Bazinului Transilvaniei cu ţărmuri abrupte, străjuite de munţi înalţi, munţi ce se prelungesc sub formă de promontorii şi în bazinul de sedimentare al pliocenului superior.

Gasteropodele continentale se urmăresc cu caractere morfologice constante pe distanţe mari, permiţînd paralelizarea depozitelor pliocene din diverse bazine de sedimentare pliocenă, cum sînt: Bazinul Vienei, Bazinul Dunării mijlocii, Italia, Franţa (Bazinul Ronului), cu care regiunea Odorheiu Secuiesc are numeroase specii comune: *Caepaea lörenthey*, *C. vindobonensis*, *Trichia* (*Trichia*) *striata*, *Tacheocampylaea* (*Mesodontopsis*) *doderleini*,

Helix (Iberus) michartzi, Helicigona wenzi, H. pontica, Triptychia ungarica etc.

Urmărirea succesiunii în timp a conţinutului litologic şi paleontologic a pliocenului din regiunea Odorheiu Secuiesc ne oferă un frumos exemplu de trecere de la sedimente cu asociaţie brahisalmastră (sarmaţian) la asociaţii oligosalmastre (cu trepte diferite de salinitate pentru meoţian şi ponţian) şi apoi la cele de apă dulce şi continentală (dacian-levantin).

Fiind o regiune sublitorală, asistăm la repetate înaintări şi retrageri ale liniei ţărmului care au ca efect alternanţe de faciesuri continentale şi salmastre, apoi continentale şi lacustre, pentru ca în partea superioară a pliocenului să rămînă numai faciesuri continentale.

Prezentarea amănunţită a biostratigrafiei depozitelor pliocene din regiunea Odorheiu Secuiesc poate contribui la rezolvarea problemelor de cronostratigrafie şi geocronologie a depozitelor pliocene, în ansamblu.

Raportul dintre moluştele salmastre şi cele lacustre şi continentale ne dovedeşte că sîntem în prezenţa unui facies litoral concretizat în timpul meoţianului prin „faciesul cu *Velutinopsis* (*Radix*)", în ponţian prin „faciesul cu *balatonica*", iar în dacian-levantin prin „faciesul cu *Tacheocampylaea*" pentru sectoarele exondate în care se acumulau depozite fluvio-limnice, şi prin „faciesul cu limneide, planorbide, characee" în zonele în care persistau mici lacuri.

Biozonarea regiunii Odorheiu Secuiesc conturează o succesiune de faciostratotipuri, care poate contribui la stabilirea neostratotipurilor fiecărui etaj al pliocenului al cărui conţinut geocronologic nu este încă bine stabilit. Aceste biofaciesuri au fost descrise izolat şi în alte puncte ale Paratethysului. Regiunea Odorheiu Secuiesc prezintă avantajul unor bogate aflorimente pe o zonă relativ restrînsă, aflorimente care permit urmărirea unui larg interval cronostratigrafic. Chiar dacă sedimentarea nu a fost absolut continuă în acest sector, lacunele pot fi relativ uşor fixate, urmînd ca intervalul de timp relativ, pentru care nu pot fi descrise sedimente şi fosile în acest sector (bessarabian, meoţian inferior, ponţian superior), să fie completate cu descrieri făcute în alte sectoare ale Bazinului Pannonic.

Faţă de regiunile cunoscute pînă în prezent, regiunea Odorheiu Secuiesc oferă posibilitatea descrierii hersonianului, a meoţianului, precum şi posibilitatea urmăririi înlocuirii faciesurilor clasice ale ponţianului cu un facies sublitoral cu *Congeria balatonica*; de asemenea este singura regiune de pe teritoriul ţării noastre unde se poate urmări o asociaţie de gasteropode continentale şi de apă dulce care este atribuită dacian-levantinului.

NEUE DATEN BEZÜGLICH DER BIOSTRATIGRAPHIE DES PLIOZÄNS NÖRDLICH UND SUD-ÖSTLICH VON ODORHEIU SECUIESC (SIEBENBÜRGISCHES BECKEN).

ZUSAMMENFASSUNG

Das Vorhandensein pliozäner Ablagerungen im süd-östlichen Randgebiet des Siebenbürgischen Beckens, in das sich auch die Umgebung von Odorheiu Secuiesc einreiht, ist schon seit langer Zeit bekannt (F. Hauer

und G. Stache, 1863). Später wurden diese Ablagerungen dem Pont zugeschrieben, ohne daß dabei auch andere Stufen des Pliozäns erkannt werden konnten (A. Koch, 1900 ; L. Mrazec und E. Jekelius, 1927 ; I. Banyai, 1927 ; Z. Török, 1933 ; D.T. Ciupagea, 1942 ; E. Jekelius, 1943 ; N. Oncescu 1952 ; M. Ilie, 1955 ; A. Vancea, 1960).

In vorliegendem Beitrag wird erstmalig der Versuch unternommen, die pliozänen Ablagerungen nördlich und süd-östlich von Odorheiu Secuiesc, auf Grund von Detailaufnahmen und an Hand einer reichen Molluskenfauna, in mehrere Horizonte unterzugliedern. Diese Horizonte werden dem Meot, Pont, Daz und Levantin eingegliedert.

Da wir beabsichtigen, die gesonderten biostratigraphischen Einheiten geochronologisch in präzise Grenzen einzugliedern, verzichten wir auf Bezeichnungen wie „Pannon (im Sinne L. Roth, 1879) oder „Pont s. str." (A. Papp u.E. Thenius 1959). Deshalb, trotzdem wir im Besitz einer Molluskenfauna von „ pannonischem Typus" sind, halten wir es dennoch angebrachter die für die außenkarpatischen Regionen üblichen pliozänen Stufenbenennungen zu verwenden.

Das Mäot besteht aus einem Mergel- und einem Konglomerathorizont. Eine 4—5 cm. mächtige Tuffeinlage, die wir dem Tuff von Bazna (A. Erni, 1929) gleichstellen, unterteilt die mäotischen Mergel ihrerseits in zwei Schichtgruppen. Der im Liegenden des Tuffs von Bazna befindliche Teil ist durch blättrige Mergel mit weißgefärbten Schichteoberflächen gekennzeichnet, welche eine Mikrofauna enthalten, in der neben pliozänen Arten (*Limnocardium spinosum* Lörenthey) noch Herkömmlinge aus dem Sarmat vorkommen (*Hydrobia soceni* Jek., *Limnocardium politioanei* Jek.). Mikrofaunistich sind diese Mergel durch eine Ostracodengemeinschaft gekennzeichnet, die dem Pliozän angehört (*Loxoconcha schweyeri* Suzin, *Erpetocypris abscissa* Reuss, *Eucypris gajtanensis* Stanceva, *Cyprideis heterostigma* Reuss, *Candona parallela pannonica* Zàl.).

In den über dem Tuff von Bazna folgenden kalkigen Mergeln, ist nunmehr eine Molluskenfauna angetroffen worden, die vollständig dem Pliozän angehört und Anhaltspunkte bietet diese Mergel dem Mäot einzugliedern (*Congeria* cf. *partschi* Cžižek, *Cardium* cf. *subfitoni* Andr., *Limnocardium cornuntinum* M. Hoern, *L. praeinflatum* Papp, *Caspia* (*Socenia*) *soceni turislavica* Jek., *Velutinopsis* sp., *Pisidium* sp.). Das wir uns in einem dem Mäot entsprechenden Zeitabschnitt befinden, wird auch durch die mikrofaunistischen Gesellschaften der kalkigen Mergel bewiesen. Diese Gesellschaften umfassen nur solche Arten, die sich auf des obere Mäot beschränken (*Cyprideis heterostigma sublitoralis* Pok., *Erpetocypris abcissa* Reuss, *Eucypris gajtanensis* Stanceva, *Leptocythere prebacuana* Livental, *Lineocypris trapezoidea* Zàl.).

Im Hangenden der mäotischen Mergel, befinden sich Konglomerate die der gleichen Stufe eingegliedert wurden. Trotzdem sie keinen spezifischen Fossilgehalt aufweisen (*Congeria* cf. *partschi* Cžižek, *Melanopsis fossilis constrictum* Hand., *M. vindobonensis vindobonensis*) wurden diese Konglomerate dem Mäot eingereiht, da erst mit Beginn des auf diese Konglomerate folgendem Mergelkomplex, eine Veränderung in der Zusammensetzung des Faunenbildes zu verzeichnen ist.

Demnach gehören beide den Tuff von Bazna umfassenden Mergelpackete zum Mäot, die transgressiv untersarmatische (Wolhyn) Konglomerate überlagern.

Der folgende Mergelkomplex zeichnet sich durch häufige Einschaltungen von sandigen Lagen aus. Die Molluskenfauna dieser Mergel ist sehr ertenreich und gliedert die cca 300 m, mächtige Schichtenfolge in der sie anzutreffen ist ins Pont; *Congeria balatonica* Partsch, *Limnocardium humilicostatum* Jek., *L.* cf. *kuznici* Brus., *L.* (*Euxinicardium*) *imflatum* Jek., *Congeria rădmănești* (Fuchs). *C. balatonica balatonica* Partsch, *C. cžižeki alatus* Gillet u. Marinescu, *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subsyrmiense* Andr., *L.* (*Euxinicardium*) *secans* Fuchs, *L. promultistriatum* Jek., *L. schreteri* Strauss, *L. cryptornatum* Jek., *L. trifcović* (Brus.), *L.* (*Arcicardium*) *margaritaceum* (Brus.), *L.* (*Arpadicardium*) *mayeri* Hoernes, *Congeria* cf. *sumaghy* Strauss, *C. neumayri* Andr., *Melanopsis pseudopygmaea* Jek., *M. pygmaea* Partsch, *M. pygmaea mucronata* Hand., *M. vindobonensis vindobonensis* Fuchs, *Valenciennius* sp., *Theodoxus* sp., *Nematurella* sp., *Limnaeus* sp., *Gyraulus* (*Gyraulus*) *varians varians* (Fuchs), *G.* (*Gyraulus*) *inornatus* (Brus.), *Pisidium* sp., *Planorbis* sp., *Alopia* sp., *Trichia* (*Trichia*) *striateformis* (Lörenthey).

Die Congerien und Cardienarten, sowie die Gattung Valenciennius beweisen das Vorhandensein des Pont, ohne jedoch weitere Untergliederungen dieser Stufe zu ermöglichen.

Congeria balatonica ist in allen Fossilniveaus anzutreffen, ungeachtet des Lythofazies, was auf die Existenz im Gebiete von Odorheiu Secuiesc der „Fazies mit *Congeria balatonica*" schließen läßt, eine Faunenfazies die die Zonen mit *Congeria ungula-caprae* (Odesian) und mit *Congeria rhomboidea* (Bosforian) vertretet.

Diese biostratigraphische Lage des Pont aus dem untersuchten Gebiet, ist ähnlich mit derjenigen die A. Papp (1959) im Wiener Becken beschrieben hat.

In den, dem Daz und Levantin angehörenden Ablagerungen ist eine wichtige lithologische und biofazielle Änderung zu verzeichnen. Diesen Stufen haben wir die grau-schwarzen Tone und Sande mit dünnen Ligniteinlagerungen, die transgressiv, den pontischen Bildungen folgen, eingegliedert. Die Schichtenfolge wird in zwei Niveaus durch 25—30 m. mächtige Konglomerateinschaltungen, unterbrochen.

Das völlig neue Faunenbild wird durch Gasteropoden von kontinentalem Charakter beherrscht die in der ganzen Mächtigkeit dieser Formation anzutreffen sind: *Trichia (Trichia)* cf. *striolata* (C. Pfeiffer), *Trichia (Trichia) striateformis* (Lörenthey), *Trichia (Leucochroopsis) moediglensis* O. Böttger, *Tacheocampylaea* (*Mesodontopsis*) *doderleini* Brus., *Helix* (*Iberus*) *micharzi* Schlosser, *Tropidomphalus* (*Pseudochlorites*) *toulai* (Schlosser), *Oxychilus procelarius* Joos., *Cepaea pannonica* (Halav.), *Zenobiella goniostoma* (Sandberger), *Helicigona wenzi* Soos, *Goniodiscus* cf. *ruderoides* Mihaud., *Triptychia ungarica* Halav., *Daudebardia* sp., *Corychium* cf. *minimum* Müller, *Retinella* (*Perpolita*) *radiatula* Alder, *Vertigo callosa* (Reuss), *Succinaea primaeva* Matheron, *Bulimus Bulimus* cf. *vucotinovici* (Brus.), *Viviparus dautzenbergi* Brus..

Oben angeführte Gastropodengemeinschaft konnte leider, trotzdem sie artenreich ist, nicht für die Altersbestimmung der Schichtfolge in

der sie vorkommat, dienen. Aus diesem Grunde, bleibt als einziges Mittel für die Altersbestimmung dieser Schichten, sie mit Bildungen von ähnlicher oder gleicher Fazies aus nahe gelegenen Gebieten zu vergleichen. In dieser Beziehung, sind gemeinsame lithologische Merkmale zwischen den nördlich und süd-östlich von Odorheiu Secuiesc angetroffenen kontinentaler Fazies und der von E. Jekelius (1932) im Vîrghiș-Căpeni Becken beschriebener „Moorfazies", in der eine dazische Säugetierfauna gefunden wurde, festellbar. Mit dieser Moorfazies, hatten unsere Ton- und Sandablagerungen die eine reiche Festlandgastropodenfauna umfaßt eine gemeinsame geologische Entwicklung, die erst durch die Erhebung der Andesitmasse der Harghita Gebirges unterbrochen wurde.

BIBLIOGRAFIE

Airinei Șt. (1963), *Structura fundamentului hercinic al curburei Carpaților orientali în lumina anomaliilor cîmpului gravimetric și geomagnetic*, Association Géologique Carpato-Balkanique, V-ème Congrès, 4—19 sept. 1961, **VI**, Comunicări științifice, sec. V geofizică, București, 1963.

Banyai I. (1927), *Studiul geologic asupra flancului de vest și mijlociu al muntelui Harghita*, D. Inst. geol. Rom. (1921—1922).

Bartha F. (1954), *Die pliozäne Molluskenfauna von Öcs*, A. Magyar állanii Földtani Inté zet Evkönyve, **XLII**, Kötet *3*, Füzet, Budapest.

Bucur I. (1965), *Cercetări geologice în bazinul Homorodului*, Rev. petrol și gaze, **16**.

Ciupagea D. (1942), *Note sur le diapir de Odorhei (Transylvanie)*, Bull Secț. sci. Acad. Roum., **XXIV**.

Ciupagea D., Paucă M., Ichim T. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Edit. Acad. R.S.R., București.

Erni A. (1929), *Étude sur les gisements de gaz naturels de Transylvanie*, Inst. nat. roum. pour l'Étude de l'Aménagement et l'Utilisation des sources d'énergie, nr. 18, București.

Friedel K. (1932), *Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens*, Mitteil. d. Geol. Gesellsch. in Wien, **24**.

Fuchs Th. (1870), *Congerienschichten von Tihany und Kúp bei Papa in Ungarn*, Jb. k.k. geol. Reichsanst, Wien, **20**.

— (1870), *Die Fauna der Congerienschichten von Rădmănesti bei Lugos im Banat*, Verh. d.k.k. geol. R. A. Wien, p. 96.

Gavăt I., Ciupagea D., Airinei Șt. (1970), *Rapport entre la structure profonde et la structure des complexes sédimentaires de la Dépression de Transylvanie*, Rev. roum. Géol. Géophys., Géogr. Série Géologie, **14**, *2*.

Gillet Suzette, Marinescu Fl. (1971), *La faune malacologique pontienne de Rădmănești (Banat, Roumanie)*, Inst. géol., Mémoires, **XV**.

Grăf I., Pană Ioana, Fesci V . (1971), *Die Sarmat-Mäot-grenze im Gebiet des oberen Archita Tals östlich von Sighișoara (S. R. Rumänien)*, Geol. Jahrg., **20**, *1*, Acad. — Verlag, Berlin.

Grăf I., Rado Gertruda, Pană Ioana, Fesci V. (1972), *Die Sarmat-Mäotgrenze im Gebiet, südlich und östlich von Odorhei (Siebenbürgisches Becken)*, Geologie (sub tipar).

Halaváts Julius v. (1925), *Die oberpontische Molluskenfauna von Baltavar*, Mitt. a.d. Jahrb. d. Kgl. ung. Geol. Anst., **XXIV**, *3*.

Hauer Fr. (1859), *Tertiärversteinerungen aus der Umgegend von Reps (Rupea)*, Jahrb. d.k.k. Reichsanst. Wien.

Hauer Fr., Stache G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Wien.

Ilie M. (1955), *Carte Géologique de la Région Rupea-Racoș- Merești - Vîrghiș*, Ann. Com. Géol., **XXVI, XXVIII**.

— (1958), *Podișul Transilvaniei*, Edit. științifică, București.

Jekelius E. (1932), *Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Brașov. Fauna neogenă a României*, Mem. Inst. geol., Rom., **II**.

— (1943), *Das Pliozän und die Sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken*, An. Inst. geol., **XXII**.

KOCH A. (1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile*, **II.** *Neogene Abteilung*, Ung. Geol. Geselschaft, Budapest.

KREJCI K., WENZ W. (1926 a), *Jungtertiäre Landschnecken aus Südrumänien*, Neues Jahrbuch für Mineralogie Beilageband, **LV** Abt. B.

— (1926 b), *Jungtertiäre Landschnecken aus dem Mäot von Năeni — Fintînelele (Jud. Buzău) und dem Levantin von Perşinari*, Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abt. B., *15*.

LÖRENTHEY L. (1893), *Die pontischen Faunen von Galt (Ungra) und Hidegkut (Fintîna) im Gr. Kokelburger Kamitat (Jud. Tîrnava Mare). Orvos Term.*, Tud. Értesitö, **XV**, Cluj.

— (1893), *Die pontische Fauna von Kurd im Komitate Tolno*, Földtani Közlöny, **XXIV**, Budapest.

— (1911), *Beiträge zur Fauna und Stratigraphischen Lage der Pannonischen Schichten in der Ungebung des Balatonsees*, **4**, Wien.

LUBENESCU VICTORIA (1970), *Asupra prezenţei unor puncte fosilifere pe valea Caşoşului (zona Bradu) şi la est de Săcădate*, D.S. Inst. geol., **LVI** (1968—1969).

— (1972), *Observaţii asupra unor faune amestecate de la vest de Miercurea Sibiului (Depresiunea Transilvaniei)*, D.S. Inst. geol., **LVIII** (1971), Paleontologie.

MARINESCU FLORIAN (1967), *Observaţii asupra panonianului de la Caransebeş*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

MIHĂILĂ N., PELTZ S., WONNER F. (1972), *Date noi privind depozitele cuaternare şi vulcanismul bazaltic din regiunea Hoghiz-Veneţia (Munţii Perşani), Studii de geologia cuaternalului*, St. tehn. con. Inst. geol. Rom.

MRAZEC L., JEKELIUS E. (1927), *Aperçu sur la structure du bassin néogène et sur les gisements de gaz*, Guide des Excursions, Bucureşti.

NEUMAYR M., PAUL C. M. (1875), *Die Congerien und Paludinenschichten Slavoniens*, Abh. der k.k. Geol. R. A., **VII**, Wien.

ONCESCU N. (1952), *Ridicări geologice în regiunea cutelor diapire din jud. Odorhei*, D. S. Inst. geol., **XXXVI** (1948—1949).

PAPP A. (1949—1950), *Übergangsformen von Congeria zu Dreissena aus dem Pannon des Wiener Beckens*, Ann. naturhistorischen Museums im Wien.

— (1951), *Das Pannon des Wiener Beckens*, Mitt. d. Geol. Gesellschaft in Wien, **39—41** (1946—1948), Wien.

— (1953), *Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken*, Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, **44** (1951), Wien.

PAPP A., THENIUS E. (1959), *Handbuch der Stratigraphischen Geologie, Tertiär*, Stuttgart.

PAUCĂ M. (1964), *Marea Panonică*, Natura, Seria biologie, *6*.

— (1969), *Problèmes tectoniques dans le Bassin de Transylvanie*, Geol. Rundschau, **58**, Stuttgart.

— (1972), *Etapele genetice ale depresiunii Transilvaniei*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **17**, *2*.

PAVLOVIĆ P. S. (1926), *Les Mollusques du Pontien inférieur des environs de Beograd*, Ann. Géol. de la Péninsule Balkanique, **IX**, *2*, Beograd.

ROTH L. (1879), *Geologische Skizze des Kroisbach-Ruster Bergzuges und des südlichen Teiles des Leitha — Gebirges*, Geol. Mitteil., **IX**, Jahrg., *3—4*, Wien.

SEVASTOS R. (1910), *Gasteropode pleistocene în România*, An. Inst. geol. Rom., **III**, *I*.

— (1922), *Limita sarmaţianului, meoţianului şi ponţianului între Siret şi Prut*, An. Inst. geol. Rom., **IX** (1915—1920).

STRAUSZ L. (1942), *A Dunántul Középsö részének pannonkor rétegei*, Ann. Hist. Nat. Müsei. Nat Hung, **XXXV**, K. P. Min. Geol. Pal., Budapest.

SZÉLES MARGIT (1962), *Molluskenfaunen von Beckensedimenten des Unterpannons*, Földtani Közlöny (Bull. de la Société géolog. de Hongrie), **92**, *1*, Budapest.

SCHLOSSER M. (1907), *Die Land und Süsswassergasteropoden von Eichkogel bei Mödling*;

— *Nebst einer Besprechung der Gasteropoden aus dem Miocän von Rein in Steiermark*, Jahr. d.k.k. Geol. Reichsanstalt, **LVII**, *4*, Wien.

TAKTAKIŞVILI J. G. (1963), *K izuceniiu plioţenovoi fauni megrelei* Bulletin of the Academy of Sciences of the georgian S S R, **XXXII**, *3*.

— (1967), *Istoriceskoe razvitie semeistva Valencienniid*, ,,Izdatelistvo Meţniereva'', Tbilisi.

TÖRÖK Z. (1933), *Cercetări geologice în Judeţul Tîrnava Mare*, Extras din An. Lic. ,,Principele Nicolae'' (1929/30—1932/33).

VANCEA A. (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.
— (1967), *Limita miocen-pliocen în Bazinul Transilvaniei*, St. cerc., geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.
ZOTTA V. (1964), *Observaţiuni referitoare la stratigrafia panonianului de pe marginea de vest a M. Gurghiu*, D.S. Inst. geol., **L**/I (1962—1963).
WENZ W. (1929), *Zur Systematik tertiärer Land- und Süßwasser-Gasteropoden*, IX Senckenbergiana 11. 117—119. Arch. Moll. 61—1929 -b.
— (1942—1946), *Zur Kenntnis der Fossillen Land- und Süßwassermollusken Venetiens*, Univ. Padova. Inst. Geol. Mem., **14**, *6*, 51 p.
* * * ORĂŞANU TH., *Guide de l'excursion de la V-e réunion du groupe de travail pour la Paratethys. Néogène de la dépression de la Transylvanie, du Banat et du Bassin Dacique*, 28 mai — 8 iulie, Bucureşti, 1972.

Primit în redacţie la 7 mai 1973

Întreprinderea de prospecţiuni geologice şi geofizice pentru hidrocarburi
şi
Facultatea de geologie — geografie
Universitatea Bucureşti

SANTONIANUL DIN REGIUNEA HAȚEGULUI (CARPAȚII MERIDIONALI)

DE

GRIGORE POP, LADISLAU SZÁSZ

55(05)

În regiunea Haţegului, situată în aria domeniului getic, depozitele senoniene sînt formate din cîteva complexe sedimentare detritice.

Cu prilejul cercetărilor efectuate pînă în prezent au fost separate, în cadrul acestor depozite, aproape de fiecare dată, alte entităţi litologice, iar relaţiile stratigrafice dintre ele şi vîrsta lor au fost interpretate uneori în mod diferit. Urmărind îndeaproape succesiunea litologică a depozitelor senoniene de origine marină, am constatat faptul că ele formează două complexe sedimentare distincte : un complex inferior, marno-grezos (150—250 m grosime), şi un complex superior, grezo-argilos, mult mai gros (400—600 m), frecvent cu aspecte litostratonomice de tip fliş, care corespund „ gresiei de Fizeşti" şi flişului marnos şi, respectiv, flişului grezos ale lui Laufer (1925).

Complexul inferior, care face obiectul acestei note, este relativ constant din punct de vedere litologic în toată regiunea Haţegului, iar principalele lui arii de apariţie sînt legate de sectoarele Băeşti — Ponor, Ştei — Răchitova şi Băniţa. Acest complex se dispune în mod transgresiv şi uneori discordant peste substratul sedimentar şi cristalofilian (Ştei — Răchitova) şi suportă într-o manieră asemănătoare depozitele complexului de fliş.

Complexul marno-grezos este constituit din arenite mai mult sau mai puţin marnoase şi din marne cu un conţinut variabil de elemente clastice (cuarţ, muscovit), cu frecvente testuri de foraminifere, îndeosebi globotruncane, şi fragmente de cochilii de inocerami. Depozitele acestui complex sînd de obicei cenuşii sau albicioase şi se dispun sub formă de strate subţiri sau în plăci, elemente prin care se deosebesc cu uşurinţă de celelalte complexe sedimentare ale cretacicului superior.

În multe cazuri, arenitele au o pondere mai mare în partea inferioară a complexului marno-grezos, unde au fost descrise sub numele de „ gresia de Fizeşti" (Fizeşti — dealul Muchea) (Laufer, 1925), în timp ce în partea lui superioară predomină marnele, care local prezintă şi lentile de nisipuri fine. Cu toate acestea, în anumite sectoare (nord de Galaţi, Răchi-

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 463—467, Bucureşti, 1973

tova, Ponor), la partea inferioară a complexului se întîlnesc marne foioase mai mult sau mai puțin nisipoase. Rezultă că așa-numita „gresie de Fizești" nu reprezintă o entitate litologică constantă nici pe direcție și nici pe verticală și, prin urmare, nu este indicată separarea ei de restul depozitelor complexului marno-grezos. În partea inferioară a acestui complex se întîlnesc frecvent lentile de marne slab arenitice roșcate care constituie astfel un element litostratigrafic orientativ.

Complexul marno-grezos prezintă la partea lui superioară un orizont de tip fliș (10—20 m grosime) în care alternează în mod ritmic arenite și lutite cenușii.

Depozitele acestui complex au fost raportate senonianului cu mult timp în urmă de către Nopcsa (1905). Ulterior, această idee a fost susținută și de către alți autori. Astfel, Laufer (1925) a atribuit aceste depozite senonianului inferior (emscherianului) pe baza faptului că cele două complexe senoniene ar fi acoperite de depozite campaniene, argument care astăzi nu mai pare a fi valabil, și se dispun peste gresiile de tip Măgura, (Laufer, 1925) considerate turonian superioare. Mai tîrziu, Mamulea (1953, 1957) a conferit acestui complex vîrsta senoniană, invocînd poziția lui peste gresiile de tip Măgura (turonian) și prezența în anumite nivele marnoase a unor testuri de globotruncane (*Globotruncana linnéi*). Relativ recent, Drăghindă și Paula Mihalache (1963)[1] au considerat depozitele complexului marno-grezos de vîrstă coniacian-santoniană pe baza unei asociații de microfaună întîlnită pe valea Cănilei — sectorul Știei — Răchitova ((*Globotruncana lapparenti* (Brotzen), *G. coronata* (Bolli), *G. angusticarinata* (Gandolfi,) *Verneuillina münsteri* (Reuss), *Globorotalites michelinianus* (Cush.), *Rhabdamina cylindrica* (Glaesner) etc.)).

Recent, în depozitele complexului marno-grezos, la un nivel situat ceva mai jos de jumătatea lor, din muchia dealului dintre Valea Mare și Valea de Nucă, la 300 m NNV de biserica din Fizești, am întîlnit specia *Texanites oliveti* (Blanck.), formă cunoscută în multe regiuni numai din santonianul inferior (exceptînd *T. oliveti* var. *spinosa* Coll. care se citează în Madagascar și din santonianul mediu, Collignon, 1966), considerată uneori fosilă de zonă pentru această parte a etajului menționat (Madagascar) (Besairie et Collignon, 1959, Collignon, 1966 b). Zona cu *Texanites oliveti* este echivalată uneori cu zona cu *Texanites texanus* din alte regiuni.

Prezența speciei *Texanites oliveti* în depozitele complexului marno-grezos denotă faptul că acesta aparține în cea mai mare parte santonianului, cu indicația că santonianul inferior este localizat în partea inferioară a acestui complex.

Rezultă că între gresiile de tip Măgura, de vîrstă turonian superioară, și complexul marno-grezos ar putea să existe o lacună stratigrafică corespunzătoare unei părți a coniacianului, provocată de diastrofismul subhercinic care a avut ca efect exondarea regiunii, îndepărtarea prin eroziune a unei părți a depozitelor mai vechi și dispoziția transgresivă și discordantă a complexului inferior, marno-grezos, peste substratul sedimentar și cristalofilian.

---

[1] I. Drăghindă și Paula Mihalache (1963), *Raport asupra prospecțiunilor pentru cărbuni în bazinele Hațeg și Petroșani*, arh. Inst. geol.

PLANȘA I. — Texanites oliveti (Blanck.). Complexul marno-grezos de la Fizești.

Superfamilia *ACANTHOCERATACEAE* Hyatt, 1900

Familia COLLIGNONICERATIDAE Wright & Wright, 1951

Subfamilia TEXANITINAE Collignon, 1948

Genul Texanites Spath, 1932

Texanites oliveti (Blanckenhorn)

(pl. I)

1948 *Texanites oliveti* Blanckenhorn, Collignon, p. 72 (27), pl. 8 (2), fig. 3, 4, 5., fig. 5—8 în text.

1962 *Texanites oliveti* (Blanckenhorn), Matsumoto & Ueda, p. 169, pl. 26, fig. 2, fig. 13 în text.

1963 *Texanites* cf. *oliveti* Blanckenhorn sp., Fabre-Taxy, p. 16 (114), pl. 2(4), fig. 3.

Exemplar cu diametru de cca 20 cm, puțin deformat, însă cu ornamentația bine păstrată. Forma are turele de spiră comprimate lateral, mai înalte decît late, care se acoperă foarte puțin, ombilic relativ larg și peretele ombilical oblic.

Ornamentația: coaste drepte, relativ înguste, egale ca mărime, simple, în număr de 30—32 pe ultimul tur de spiră, spațiile intercostale destul de adînci. Pe partea ventrală a testului se observă o carenă continuă delimitată de două șanțuri puțin adînci. Pe fiecare coastă se disting cîte cinci tuberculi (ombilical, lateral, submarginal, marginal și extern — după nomenclatura lui Collignon), dintre care cel marginal și cel extern sînt alungiți în sensul înrulării cochiliei. Așezarea și forma tuberculilor, caracter specific important, sînt identice cu acelea ale exemplarelor figurate de Collignon (1948) și de Matsumoto și Ueda (1962).

Observații: *Texanites oliveti* (Blanck.) se deosebește de *T. texanus texanus* (Römer) (Collignon, 1948, p. 65, fig. 1; 1966 a, p. 52, pl. 33; Young, 1963, p. 80, pl. 38, fig. 1, 2; pl. 40, fig. 1—3; pl. 41, fig. 4) prin numărul mai mare de coaste și prin ornamentația mai puțin robustă, iar de *T. texanus hispanica* Coll. (Collignon, 1948, p. 76, pl. 8, fig. 2) prin așezarea tuberculilor ombilicali și laterali. *T. quinquenodosus* (Redt.) (Redtenbacher, 1873, p. 108, pl. 24, fig. 3) diferă de specia în discuție numai prin poziția tuberculilor ombilicali și prin forma coastelor și a celor-lalți tuberculi (care sînt mai claviformi decît la *T. oliveti*). *T. stangeri* (Baily) *densicostus* (Spath) (Young, 1963, p. 86, pl. 42, fig. 3, 4; pl. 43, fig. 2—4; pl. 47, fig. 5, 6; pl. 48, fig. 2, 5, 6; pl. 71, fig. 1—4), spre deosebire de *T. oliveti*, are coaste mai groase, spațiile intercostale mai înguste, peretele ombilical vertical și tuberculi ombilicali care nu se îndepărtează de marginea ombilicului. Specia *T.* (*Plesiotexanites*) *kawasakii* (Kawada) (Matsumoto și Ueda, 1962, p. 170, pl. 26, fig. 1; pl. 27, fig. 2; Matsumoto, 1970, p. 280,

pl. 38, fig. 1, 2 ; pl. 39, fig. 1 ; pl. 40, fig. 1, 2 ; pl. 41, fig. 1 ; pl. 42, fig. 4 ; pl. 43, fig. 1, 2) prezintă în stadiul matur o dispoziție a tuberculilor foarte asemănătoare cu aceea de pe exemplarul nostru ; la dimensiuni asemănătoare are însă coaste mai multe, iar o parte dintre tuberculi la unele exemplare se șterg.

Repartiția geografică și stratigrafică : *Texanites oliveti* (Blanck.) se cunoaște în santonianul inferior din Siria, Africa de nord, Japonia, Franța și Madagascar ; numai *T. oliveti* var. *spinosa* Coll. din Madagascar se întîlnește și în santonianul mediu (Collignon, 1966 *b*). În unele regiuni, *T. oliveti* se asociază cu *T. texanus texanus*, iar în alte regiuni înlocuiește această din urmă specie, fiind considerată uneori (Madagascar) fosilă de zonă pentru santonianul inferior (Besairie și Collignon, 1959 ; Collignon, 1966 *b*).

LE SANTONIEN DE LA RÉGION DE HAȚEG (CARPATES MÉRIDIONALES)

RÉSUMÉ

Les dépôts sénoniens marins de la région de Haţeg sont constitués de deux complexes lithologiques : un complexe inférieur, marno-gréseux, et un complexe supérieur, gréso-argileux, sous faciès de flysch, disposés chacun dans une manière transgressive et discordante sur les formations géologiques plus anciennes.

Dans la partie moyenne du complexe marno-gréseux on a rencontré *Texanites oliveti* (Blanck.). Cette espèce indique l'âge santonien inférieur pour la partie moyenne de ce complexe et aussi le fait que la plupart du complexe marno-gréseux appartient au Santonien.

BIBLIOGRAFIE

Basse E. (1931), *Monographie paléontologique du Crétacé de la Province de Maintirano, Madagascar*, Mém. hors sér., Serv. Géol. Madagascar, 87 p., 13 pl., Tananarive.

Besairie H., Collignon M. (1959), *Le Système Crétacé à Madagascar*, Congr. Géol. Internac., XX. Ses., 1956, Mexico, II.—El Sist. Cretacico, p. 135—198, Mexico.

Collignon M. (1948), *Ammonites néocrétacées du Menabe, Madagascar. I. Les Texanitidae*, Ann. Géol. Serv. Mines, Madagascar, fasc. 13, p. 49—107 (1—62), pl. 7—20 (1—14), fasc. 14 ; p. 7—60 (63—116), pl. 1—18 (15—32), Tananarive.

Collignon M. (1966 *a*), *Les Céphalopodes crétacés du bassin côtier de Tarfaya*, Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, II, *175*, p. 7—78, p. 1—35, Rabat.

Collignon M. (1966 *b*), *Une coupe dans le Santonien du Menabe, coupe Ampolipoly—Antsirasira—Behamotra (Ouest de Madagasikara)*, C. R. Semaine Géol. Madagascar, 1966, p. 29—34, Tananarive.

Fabre-Taxy S. (1963), *Faunes du Coniacien et du Santonien de Provence. I. Les Ammonites du bassin du Beausset (Var)*, Ann. Pal., **49**, p. 101—126, pl. 3—4, Paris.

Grossouvre A. de (1893), *Les Ammonites de la craie supérieure*, Mém. expl. Carte Géol. France, 264 p., 39 pl., Paris.

Laufer F. (1925), *Contribuțiuni la studiul geologic al împrejurimilor orașului Haţeg*, An. Inst. geol., **X**, p. 301—333, București.

MAMULEA A. (1953), *Cercetări geologice în partea de Vest a Basinului Haţeg (regiunea Sarmizegetusa — Răchitova)*, D.S. Inst. geol., **XXXVII**, p. 142—148, Bucureşti.

MAMULEA A. (1957), *Etudes géologiques dans la région de Sînpetru-Pui (Bassin de Hatzeg)*, Ann. Com. Géol., **XXIV**, **XXV**, Bucureşti.

MATSUMOTO T., UEDA Y. (1962), *Palaeontological Notes*, in UEDA, Y, *The Type Hymenoura Group*, Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ. (D), **12**, *2*, p. 161—178, pl. 22—27, Fukuoka.

MATSUMOTO T. (1970), *A Monograph of the Collignoniceratidae from Hokkuido, Part IV (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien-XXI)*, Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., (A), **XX**, *2*, p. 225—304, pl. 30—47, Fukuoka.

REDTENBACHER A. (1873), *Die Cephalopodenfauna der Gosauschicten in den nordöstlichen Alpen*, Abh. k. k. geol., **5**, p. 91—149, pl. 22—30, Wien.

YOUNG K. (1963), *Upper Cretaceous Ammonites from the Gulf Coast of the United States*, Bur. Econ. Geol., Univ. Texas, publ. no. 6 304, IX + 142, p., 82 pl., Austin.

Primit în redacţie la 10 aprilie 1973

Institutul geologic

EFECTELE MIȘCĂRILOR INTRANEOCOMIENE ÎN PARTEA INTERNĂ A FLIȘULUI EOCRETACIC DE LA CURBURA CARPAȚILOR

DE

M. ȘTEFĂNESCU

55(05)

Flișul eocretacic larg dezvoltat în zona de curbură a Carpaților a făcut obiectul a numeroase cercetări de teren, care s-au materializat în lucrări publicate sub semnătura autorilor F. Herbich (1878), V. Popovici-Hatzeg (1898), W. Teisseyre (1905), E. Jekelius (1915), G. Murgeanu (1934), D. Patrulius (1952), G. Murgeanu și D. Patrulius (1959), G. Murgeanu și colab. (1959, 1964), D. Patrulius (1969), E. Avram și V. Matei (1964), M. Ștefănescu (1969), E. Avram (1970), M. Ștefănescu și Marina Ștefănescu (1970).

Pentru a explica unele fapte observate în timpul cercetărilor, o parte din autori (G. Murgeanu și D. Patrulius, 1959; G. Murgeanu și colab., 1959; M. Ștefănescu, 1969; D. Patrulius, 1969; M. Ștefănescu și Marina Ștefănescu, 1970), au fost obligați să admită o fază de mișcări ce ar fi acționat chiar în timpul depunerii stratelor de Sinaia, D. Patrulius (1969) fiind primul care utilizează noțiunea de mișcări austro-alpine.

Înainte de a trece la examinarea efectelor acestor mișcări, dar tocmai pentru a le putea înțelege mai bine, vom trece pe scurt în revistă vîrsta și alcătuirea litologică a depozitelor care vor intre în discuția noastră (fig. 1), întrucît succesiunile pe care ne vom baza demonstrațiile diferă de cele admise pînă în prezent atît de autorul notei de față, cît și de ceilalți geologi.

Tithonic (orizontul 1): pachete șistoase de prefliș, mai calcaroase pe valea Fetii decît în valea Prahovei, unde dealtfel sînt asociate cu numeroase apariții de strate de Azuga (inclusiv diabaze). La NE de vîrful Paltinul conțin brecii cu ciment calcaros, limonitic.

Berriasian-valanginian inferior (orizontul 2): succesiune ritmică de fliș grezo-calcaros alcătuită din pelite cenușii, uneori negricioase, marno-calcare gălbui-cenușii și gresii calcaroase cu grosimi ce variază de la 10 la 50 cm. Pe cea mai mare parte din suprafața ocupată

St. cerc.. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 469–477, București, 1973

de orizontul 2 (grezo-calcaros) către baza lui se individualizează clar un nivel de marno-calcare cu accidente silicioase, a cărui grosime variază între 5 şi 20 m. El reprezintă un echivalent facial al celei mai înalte apariţii de strate de Azuga, care bineînţeles se plasează tot în partea bazală a orizontului grezo-calcaros. La acelaşi nivel credem că se situează şi apariţia singulară de calcare litate, roşii, de pe şoseaua naţională, între Buşteni şi Azuga. Am insistat mai mult asupra acestui nivel cu accidente silicioase întrucît el este deosebit de util atît în descifrarea structurii masei principale a stratelor de Sinaia, cît şi în corelările stratigrafice.

Valanginian superior — hauterivian (?) (orizontul 3) : fliş cu ritm foarte des alcătuit din pelite şi gresii subţiri cenuşii. În bazinul Tîrlungului este complet lipsit de marno-calcare, în timp ce în bazinul inferior al văii Azuga conţine intercalate şi rare marno-calcare subţiri. Pe foaia Braşov a hărţii României scara 1 : 50 000 a fost separat sub numele de „ orizont şistos".

Hauterivian (orizontul 4) : succesiune ritmică de fliş constituită din gresii subţiri şi medii, pelite cenuşii, marno-calcare albe, în general subţiri. Acestor roci li se adaugă brecii cu elemente de şisturi cristaline, brecii a căror grosime variază în general între 5 şi 10 cm. Uneori breciile formează un nivel mai grosier la partea inferioară a gresiilor. Rareori ele au dezvoltări mai importante, iar elementele sînt mai diversificate ca natură şi de dimensiuni mai mari. Acest pachet reprezintă de fapt pentru noi „ orizontul superior" al „ stratelor de Sinaia" (= orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus*), aşa cum dealtfel a şi fost cartat între valea Şipa şi valea Tufa.

Barremian: depozite predominant marnoase, cafenii, cenuşii şi albicioase în aflorimente proaspete ori gălbui-albicioase sau chiar brune cînd sînt alterate.

Pelitele depozitelor barremiene sînt însoţite de două tipuri de rudite. Astfel, în partea cu totul bazală a acestor depozite, pe unele profile, apar brecii lenticulare sau stratiforme formate aproape exclusiv din elemente de şisturi cristaline epizonale, elemente ce pot apare însă şi singulare în marne. Şi în restul stivei depozitelor în discuţie se intercalează rudite (megabrecii, brecii şi arenite) , dar de data aceasta constituite predominant din elemente de calcare jurasice.

După această trecere sumară în revistă a depozitelor ce interesează din punctul de vedere al subiectului notei, vom examina efectele mişcărilor intraneocomiene, în ordinea producerii lor.

1. Primul efect al mişcărilor intraneocomiene este şi cel mai uşor de constatat, întrucît el este vizibil în aproape fiecare afloriment al stratelor de Sinaia, mai puţin cele ale orizontului superior. Ne referim la cutarea extrem de strînsă şi la disocierea pachetelor de fliş, întîlnită atît în orizontul grezo-calcaros (2), cît şi în cel şistos (3). De remarcat faptul că intensitatea cutării creşte, în general, de la depozitele mai vechi spre cele mai noi, fără însă ca aceasta să reprezinte o regulă.

În cadrul celor două orizonturi menţionate mai sus se pot observa cute aplecate, culcate sau cute în Z (G. Murgeanu şi colab., 1959) ce pot evolua pînă la microşariaje, flancul invers al cutei fiind complet laminat. Mai mult chiar, deseori se constată o disociere completă a pachetelor de strate, ajungîndu-se la adevărate brecii sedimentare cu matrice neagră în

care sînt prinse atît elemente de gresii sau gresii împreună cu marno-calcare, cît şi pachete întregi de strate (valea Izvorului, valea Prahovei).

„ Unele deformaţii de tipul cutelor în Z" sînt interpretate de G. Murgeanu şi colab. (1959) şi „ca efecte gravitaţionale, fie că este vorba de alunecări survenite în timpul sedimentaţiei, fie în timpul ridicării anticlinoriului Baiu".

Ulterior, D. Patrulius (1969) admite că „după toate aparenţele, cutele în formă de Z nu reprezintă decît rezultatul unor mişcări de forfecare prin tracţiune în sînul stratelor de Sinaia consolidate".

Orientarea direcţiei microcutelor este în general constantă, dar în acelaşi timp diferită faţă de direcţia actuală a stratelor, ajungînd chiar la o poziţie rectangulară. Acest fapt dovedeşte existenţa unei faze de cutare mai vechi decît cea care a conturat structura actuală a depozitelor neocomiene din Munţii Baiu.

În plus, existenţa fisurilor paralele cu planul axial al microcutelor, precum şi a diaclazelor radiare în zonele de boltire a microstructurilor dovedesc cît se poate de clar că într-o primă fază orizonturile 1, 2 şi 3 ale stratelor de Sinaia s-au cutat sub impulsul unor forţe tectonice tangenţiale ce au acţionat după consolidarea sedimentelor.

Nivelele de fliş disociat şi breciile sedimentare intercalate între pachetele stratelor de Sinaia ocupă poziţii stratigrafice diferite : ele se întîlnesc în orizonturile 1 şi 2 la interior şi numai în orizontul 3 la exterior.

În ceea ce priveşte geneza acestora, credem că ele s-au format după cutarea propriu-zisă, ca urmare a unor deplasări mai lente ale pachetelor de strate, sub acţiunea forţelor gravitaţionale ce tindeau să niveleze relieful structural format anterior. Deplasarea pare să se fi făcut în general de la interior către exterior, iar în detaliu dinspre structurile pozitive către cele negative. Această afirmaţie se bazează pe distribuţia actuală a formaţiunilor aparţinînd orizontului 3, care sînt larg răspîndite şi cu grosimile cele mai mari în structurile cele mai externe, de unde spre interior grosimile scad simţitor, pentru ca în structurile cele mai interne orizontul în discuţie (3) să lipsească complet.

Rezumînd cele expuse mai sus, rezultă că microcutarea intensă a orizonturilor 1, 2 şi 3 ale stratelor de Sinaia se datoreşte în prima fază unor forţe tangenţiale, care au creat însă şi condiţiile necesare deplasărilor gravitaţionale. În acelaşi timp se poate afirma că amplitudinea mişcărilor a fost mai accentuată în părţile mai interne, unde disocierea flişului a afectat şi orizontul 2 (grezo-calcaros) sau chiar 1.

Lipsa unei microcutări intense şi a fenomenelor de disociere la nivelul orizontului cu *Lamellaptychus angulocostatus* (4), precum şi în depozitele barremiene dă posibilitatea să se precizeze că mişcările ce au produs efectele discutate mai sus sînt mai vechi decît vîrsta orizontului cu *Lamellaptychus angulocostatus* (orizontul 4).

2. Unul dintre fenomenele geologice remarcabile existente pe suprafeţele ocupate de stratele de Sinaia este prezenţa olistolitelor de cristalin dintre valea Zamura şi valea Mărului, precum şi cele din regiunea Muntelui Prislop (G. Murgeanu şi colab., 1964).

Punerea lor în loc este evident ulterioară cutării de care am vorbit mai sus, întrucît ele repauzează întotdeauna doar peste orizontul 2, deci după ce depozitele orizontului 3 fuseseră îndepărtate.

Cu ocazia unei comunicări susținute în 3 februarie 1967, la Institutul geologic, M. Ștefănescu (1969) folosește existența acestor olistolite ca dovezi ale unor mișcări tectonice care au produs, într-o primă fază, șariajul șisturilor cristaline din Masivul Leaota peste stratele de Sinaia, deoarece, considera autorul, „ impulsul inițial pentru punerea în loc a olistolitelor nu poate fi atribuit decît unor mișcări tectonice".

La o concluzie asemănătoare ajunge și D. Patrulius (1969) care afirmă că „ este mult mai verosimil faptul că masele de șisturi cristaline provin din fragmentarea unei lame de fundament, care încalecă spre E unitatea de Zamura-Bratocea și că alunecarea gravitațională a intervenit numai în etapa finală a deplasării lor".

Dealtfel, posibilitatea existenței unui accident tectonic între zona flișului și cea cristalină este presupusă încă din 1959 de către G. Murgeanu și colab., care afirmă că „ nu este exclus ca taluzul zonei cristalino-mezozoice spre zona flișului cretacic să fi evoluat ca o flexură, pînă la apariția unui plan de ruptură, după care jurasicul a încălecat stratele de Sinaia".

Deci olistolitele de șisturi cristaline, în afara aspectului spectacular al prezenței lor, prezintă o importanță deosebită din punct de vedere tectonic, întrucît constituie martorii primei etape (M. Ștefănescu, 1969) de șariaj a masivului cristalin al Leaotei peste stratele de Sinaia, ca efect al mișcărilor intraneocomiene.

3. Diferența de intensitate a cutării între orizontul superior (4) și celelalte trei orizonturi ale stratelor de Sinaia se poate constata atît în bazinul văii Prahova, cît și în versantul drept al văii Doftana, aproximativ între valea Doftăniței și valea Mușiței. Această diferență a fost remarcată încă din 1959 de către G. Murgeanu și colab. și explicată ca rezultatul unei competențe diferite a pachetelor de roci supuse eforturilor tectonice.

Rezultatele cercetărilor noastre ne-au condus la concluzia că orizontul superior (4) al stratelor de Sinaia este depus după deformările suferite de celelalte orizonturi ale acelorași strate și ca atare el n-a mai fost afectat de mișcările intraneocomiene.

4. Ultimul efect al activității tectonice din neocomian a fost crearea unei lacune stratigrafice. De fapt acesta este și cel mai important rezultat, întrucît el dovedește cu certitudine existența unei activități tectonice, precum și datorită faptului că dă posibilitatea stabilirii cu precizie a momentului sau intervalului de timp în care au acționat forțele tectonice.

Examinarea amănunțită a unor profile ale depozitelor flișului eocretacic, corelată cu cunoașterea dezvoltării areale a orizonturilor, ne-a furnizat date care demonstrează cu claritate existența unei lacune stratigrafice (fig. 1) care n-a fost încă susținută în literatura geologică. Ea a fost însă presupusă de către M. Ștefănescu și Marina Ștefănescu, care afirmă că ar trebui să se admită „ o discontinuitate între orizontul superior cu brecii și restul stratelor de Sinaia, situație nu imposibilă, dar greu de susținut prin cunoștințele actuale privind acest pachet de strate" (1970).

Între timp însă, cercetările autorului au continuat, noi fapte venind să se adauge celor cunoscute, dar care prin claritatea lor demonstrează

existența lacunei stratigrafice deja presupuse (M. Ștefănescu și Marina Ștefănescu, 1970) în cadrul flișului eocretacic.

Astfel, s-a putut observa că o parte a depozitelor barremiene repauzează peste diferiți termeni ai formațiunilor subiacente: direct peste orizontul grezo-calcaros (2), peste nivelul olistolitelor cu cristalin și peste orizontul superior al stratelor de Sinaia (4).

Acolo unde depozitele barremiene repauzează peste orizontul grezo-calcaros, lipsește întreg orizontul șistos (3), care corespunde celei mai mari părți a valanginianului și poate unei părți a hauterivianului. Avînd deci situații în care barremianul repauzează direct peste partea inferioară a valanginianului, existența unei lacune stratigrafice destul de importante este bine demonstrată și nu mai poate fi pusă la îndoială.

Problema care se pune este însă aceea a momentului exact în care a reînceput sedimentarea și implicit a încetării mișcărilor tectonice.

Am menționat mai sus că depozitele barremiene repauzează peste diferiți termeni (inclusiv orizontul 4), ceea ce ar putea lăsa impresia că discordanța se situează în baza barremianului.

Pe profilele pe care le-am examinat nu am observat nicăieri existența unei discontinuități unghiulare între orizontul superior al stratelor de Sinaia (4) și marnele barremiene. În acest caz trebuie deocamdată să admitem că discordanța se situează în baza orizontului 4, situație care dealtfel pare destul de clară dacă se are în vedere atît faptul că acest orizont (4) se dispune direct peste orizontul grezo-calcaros (2), cît și gradul diferit de cutare dintre aceste două orizonturi.

Din cele expuse reiese că din punct de vedere cronostratigrafic discordanța se situează în baza hauterivianului. Deci mișcările care au produs această lacună nu sînt sincrone cu mișcările austro-alpine în sensul strict al definiției acestora, ci mișcări mai vechi, fapt pentru care am și utilizat o altă denumire pentru ele — intraneocomiene. În această situație, dispunerea barremianului direct peste formațiunile mai vechi decît hauterivianul ar constitui doar efectul unei sedimentări ce s-a desfășurat pe relieful format de mișcările prehauteriviene [1].

Nu poate trece neobservat nici faptul că încetarea activității forțelor tectonice tangențiale în domeniul flișului la începutul hauterivianului este sincronă cu un fenomen similar ce a avut loc și pe domeniul Leaota—Culoarul Dîmbovicioarei și care corespunde cu începutul unui nou ciclu de sedimentare în ambele arii amintite mai sus.

Dacă, în general, în partea vestică și sudică a Munților Baiu discontinuitatea de sedimentare este clară, în schimb în jumătatea nordică a aceleiași regiuni situația în discuție nu mai poate fi susținută. Din contră, aici toate datele cunoscute pînă acum demonstrează o continuitate de sedimentare de la berriasian la apțian, continuitate ce a fost tulburată, dar nu întreruptă, de alunecări ale pachetelor de strate aparținînd orizontului șistos (3). Acesta suportă la rîndul său, după cît se pare în continuitate, un pachet de strate ce conține calcarenite și calcarudite, care uneori se îmbogățesc substanțial în elemente de șisturi cristaline verzi. Pachetul amintit a fost descris ca orizont superior al stratelor de Sinaia : cu *Lamel-*

[1] În cazul în care această interpretare nu s-ar verifica, va trebui să se admită două faze de mișcări, una antehauteriviană și o a doua situată între hauterivian și barremian (austro-alpină).

laptychus angulocostatus (G. Murgeanu și colab., 1959) sau cu brecii și conglomerate (E. Avram, 1970).

Cum acest pachet cu „brecii și conglomerate" conține fosile ce dovedesc că el aparține barremianului, a determinat pe cel care a găsit faunele (E. Avram, 1970) să considere că orizontul superior al stratelor de Sinaia este heterocron. Dar „ orizontul cu brecii și conglomerate" nu are aproape nimic comun din punct de vedere litologic cu ceea ce a fost descris ca orizont superior al stratelor de Sinaia în valea Prahovei (în special între valea Sipa și valea Tufa) și în valea Doftanei (între valea Richiței și valea Mușiței). În aceste condiții este practic imposibil de susținut că sîntem în prezența unui fenomen de heterocronism care, reamintim, impune păstrarea neschimbată a alcătuirii litologice a pachetului de strate sau a stratului luat în considerație. Din această cauză noi am considerat că între cele două orizonturi nu este nici o legătură și că ele reprezintă două entități complet distincte, așa cum dealtfel le-am figurat și în coloane, păstrînd pentru fiecare cîte o denumire diferită dintre cele sub care au fost deja descrise, respectiv : „ orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus*" pentru cel hauterivian și „ orizontul cu brecii și conglomerate" pentru cel barremian.

O situație similară se întîlnește în partea de NE a Munților Baraolt (în digitația Ciucului) unde, peste orizontul șistos (3) al stratelor de Sinaia, urmează în continuitate de sedimentare un pachet cu calcarenite și calcirudite care trec mai departe în sus la un fliș cu gresii ruginii și cu rare intercalații din același tip de calcarenite. Și acest pachet, ca și „ orizontul cu brecii și conglomerate", a fost cartat și descris ca orizont superior al stratelor de Sinaia (G. Murgeanu și colab., 1961; L. Contescu, 1966; M. Ștefănescu, 1970) și atribuite hauterivianului.

Ulterior însă, autorul acestei note a descoperit în acest orizont exemplare de *Leptoceras* pe pîrîul Zălan (la vest de satul Zălan) și pe un pîrîu la sud de dealul Dimeria. Întrucît acest pachet cu calcarenite și calcirudite dezvoltat în digitația Ciucului conține amoniți barremieni, îl paralelizăm cu „orizontul cu brecii și conglomerate" și nu cu „ orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus*".

În partea de vest și sud-vest a Munților Baraolt din succesiunea depozitelor eocretacice se prezintă însă diferit de cea amintită anterior, pentru partea nord-estică a aceleiași regiuni. Astfel, pe domeniul pînzei de Baraolt, cea mai mare parte a depozitelor sînt de vîrstă barremian-aptiană, vîrstă care este foarte bine probată de faunele citate de E. Vadasz (1914), M. Kusko și M. Savu (1970). Aceste depozite prezintă caractere litologice comune, și anume au marno-calcare frecvent intercalate între celelalte roci. Rocile detritice, cînd sînt grosiere, conțin elemente de dolomit. Dinspre baza acestor depozite, M. Kusko și M. Savu (1970) citează însă și exemplare de *Peregrinella peregrina*, pe baza cărora coboară vîrsta complexului pînă în hauterivian.

Substratul acestui complex (din pînza de Baraolt) este format uneori (versantul stîng al văii Tecșe, valea Uzan Loco la est de Bățanii Mari) dintr-o serie ritmică de fliș ce conține și ea marno-calcare. Această serie este asemănătoare cu orizontul 2 al stratelor de Sinaia, dar spre deosebire de acesta are și intercalații de brecii cu cristalin (șisturi cloritoase și șisturi cu biotit). În toate văile menționate mai sus marno-calcarele conțin tinti-

nide care indică o vîrstă berriasian-valanginian inferioară cel mult. Sîntem deci într-o situație, ce pune aceeași problemă ca și în părțile interne ale Munților Baiului, adică a existenței unei discontinuități în baza hauterivianului. Ea ar fi urmarea acelorași mișcări intraneocomiene care s-au manifestat atît de pregnant în Munții Baiului.

★

În încheierea notei de față ținem să subliniem că, din punct de vedere paleotectonic, în părțile interne ale Munților Baiului s-au făcut simțite mișcări tectonice înainte de hauterivian sau poate chiar în timpul hauterivianului inferior. Ele s-au manifestat prin cutarea intensă a depozitelor, punerea în loc a unor importante olistolite de șisturi cristaline și prin producerea unei discordanțe sub depozitele hauteriviene.

Astfel, în partea internă a zonei flișului eocretacic se evidențiază un domeniu tampon, de tranziție, care a preluat o parte a mișcărilor ce se produceau în zona centrală a Carpaților.

Faptul că ele nu sînt cunoscute nicăieri de-a lungul zonelor flișului atît din Alpi (A. Tollman, 1964), cît și din Carpați (A. Tollman, 1964; I. Dumitrescu și M. Săndulescu, 1968), dovedește o dată în plus caracterul particular al evoluției geologice a regiunii de curbură a Carpaților în general și al părții sale interne, în mod special.

LES EFFETS DES MOUVEMENTS INTRANÉOCOMIENS DE LA PARTIE INTERNE DU FLYSCH ÉOCRÉTACÉ DE LA COURBURE DES CARPATES

RÉSUMÉ

La zone qui fait l'objet de la présente note s'étend entre les bassins hydrographiques des vallées de la Prahova et du Tîrlung, c'est-à-dire au nord, au sud et à l'est de la ville de Sinaia.

Avant d'aborder le sujet proprement dit de cette note, nous allons examiner fugitivement l'âge et la lithologie des formations qui vont entrer en discussion :

— horizon 1 : dépôts schisteux, calcaires, plus ou moins argileux à intercalations de schistes rouges et verts, phylliteux et diabases (couches d'Azuga) ;

— horizon 2 : flysch gréso-calcaire. Vers la partie inférieure il contient une intercalation de couches d'Azuga dont le correspondant facial est représenté par un niveau de marno-calcaires à accidents siliceux ;

— horizon 3 : flysch schisteux ;

— horizon 4 : flysch gréso-calcaire à intercalations de brèches constituées généralement par des éléments de schistes cristallins.

Tous ces horizons appartiennent à deux couches de Sinaia.

— dépôts barrémiens : constitués généralement par des marnes grises ou brunes qui contiennent des brèches à éléments de schistes épizonaux suivis de brèches ou méga-brèches à éléments prédominants calcaires.

Les horizons 1, 2 et 3 ont subi des déformations imputables à quelques mouvements tectoniques plus anciens que les mouvements qui ont contribué à l'édification de l'actuelle structure des monts Baiu. On peut reconnaître ces mouvements d'après leurs effets, qui en ordre chronologique sont les suivants : micro-plissement intense qui a conduit parfois jusqu'à la dissociation, parfois complète, des couches des horizons 1, 2 et 3, la mise en place de quelques olistolithes de schistes cristallins et quelques lacunes stratigraphiques.

Les forces tangentielles responsables du micro-plissement des horizons 1, 2 et 3 ont également créé les conditions favorables aux déplacements gravitationnels ultérieurs, durant lesquels ont eu lieu tant la dissociation du flysch, poussée jusqu'à la formation des brèches sédimentaires, que la mise en place des clistolithes de schistes cristallins.

L'assoupissement de l'activité tectonique peut être daté assez précisément à partir de l'âge de l'horizon 4 (Hauterivien) qui représente les premiers dépôts qui ne sont pas impliqués dans le micro-plissement des autres horizons (1, 2 et 3). On peut partant admettre que l'interruption des déplacements tectoniques et gravitationnels a eu lieu avant l'Hauterivien. Il s'agit donc de mouvements qui ne correspondent pas strictement aux mouvements austro-alpins. Aussi avons-nous pensé qu'il vaut mieux employer le terme d' « intranéocomien » pour désigner la phase tectonique dont les effets sont visibles dans la partie interne du flysch et non le terme « austro-alpin » qui a été pour les mouvements plus récents, situés à la limite Hauterivien — Barrémien.

BIBLIOGRAFIE

Avram E., Matei V. (1964), *Date paleontologice noi privind flişul cretacic din partea de NE a bazinului văii Doftana*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **9**, *2*.

Avram E. (1970), *Precizări asupra vîrstei depozitelor eocretacice din bazinul superior al văii Tîrlungului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **15**, *1*.

Contescu L. (1966), *Flişul cretacic din partea de nord a munţilor Baraoltului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**/K.

Dumitrescu I., Săndulescu M. (1968), *Problèmes structuraux fondamentaux des Carpates roumaines et de leur avant-pays*, Ann. Com. Géol., **XXXVI**.

Herbich F. (1878) *Das Szeklerland*, Mitt. a.d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst., **V**.

Jekelius E. (1915), *Der geologische Bau des Nagyköhavas und Keresztenyhavas*, Jahrb. d. kgl. ung. geol. R.A.

Kusko M., Savu M. (1970), *Barremianul inferior din munţii Baraoltului*, D.S. Inst. geol. 4, Stratigrafie, **LV** (1967—1968).

Murgeanu G. (1934), *La nappe interne du flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila*, An. Inst. geol. Rom., **XVI**.

Murgeanu G., Patrulius D. (1959), *Flişul cretacic din regiunea satului Predeluş*, Acad. R.S.R., St. cerc. geol., **IV**, *1*.

Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L. (1959), *Flişul cretacic din bazinul văii Tîrlungului*, St. cerc. geol., **IV**, *1*.

Murgeanu G., Ştefănescu M., Avram E., Matei V., Zamfirescu Marina, Butnăreanu Cecilia (1964), *Natura ivirilor de şisturi cristaline din regiunea Zamura-Prislop*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **9**, *2*.

Patrulius D. (1952) *Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi*, D.S. Com. geol., **XXXVI** (1948—1949).

— (1969), *Geologia Masivului Bucegi şi a Culoarului Dîmbovicioara*, Edit. Acad. R.S.R., Bucureşti.

Popovici-Hatzeg V. (1898), *Étude géologique des environs de Cimpulung et de Sinaia*, Thèse, Paris.

Savu M., Kusko M. (1970), *Precizarea Apțianului superior în munții Baraoltului*, D.S. Inst. geol., 4, Stratigrafie, **LV** (1967—1968).
Săndulescu M. (1964), *Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și izvorul Ciobănașului*, D.S. Com. geol., **L** (1962—1963).
Ștefănescu M. (1969), *Unele date și comentarii privind structura zonei flișului între valea Doftanei și valea Ialomiței*, D.S., Inst. geol., **LIV**, partea a II-a (1966—1967).
— (1970), *Pinza de Baraolt*, D.S. Inst. geol., **LV** (1967—1968).
Ștefănescu M., Ștefănescu Marina (1970), *Calpionelele din stratele de Sinaia de pe valea Izvorului (S de orașul Sinaia)*, D.S. Inst. geol. 4, Stratigrafie, **XVI** (1968—1969).
Teisseyre W. (1905), *Über die tektonischen Verhältnisse der Subkarpaten am Ialomitzafluß und in den Nachbargebieten*, Bukarest.
Tollman A. (1964), *Die Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten*, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudien, Wien.
Vadasz E. (1914), *Petretakten der Barene Stute aus Erdely (Siebenbürgen)*, Zentbl. f. Min. Geol., Paleont., Stuttgart.

Primit în redacție la 8 ianuarie 1973

Institutul geologic

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FLIȘULUI CRETACIC DIN PARTEA DE VEST A MUNȚILOR BODOC

DE

V. NICOLĂESCU

55(05)

Lucrarea de față cuprinde rezultatele cercetărilor efectuate de autor în depozitele cretacice ale unității de Ceahlău din zona central-vestică a Munților Bodoc.

Regiunea cercetată este situată pe clina vestică a Masivului Bodoc, în vecinătatea localităților Malnaș-sat și Micfalău.

Primele informații geologice asupra regiunii aparțin lui Gh. Macovei și I. Atanasiu (1927), care separă la nord de Malnaș-sat o fîșie cu depozite barremiene.

După anul 1950, depozitele de fliș din Carpații Orientali sînt supuse unor cercetări sistematice de cartare și prospecțiune, în scopul lărgirii sferei de cunoaștere a acestui tip de depozite și pentru punerea în evidență a unor substanțe minerale utile necesare în economia națională. Cu această ocazie s-au obținut o serie de date geologice, de ordin stratigrafic și tectonic, care se găsesc consemnate în diverse publicații și rapoarte geologice.

Dintre lucrările tipărite care se referă în mod special asupra zonei de care ne ocupăm, menționăm pe cele ale lui M. G. Filipescu, singur sau în colaborare (1955, 1961, 1966), I. Băncilă (1958), M. Săndulescu și Jana Săndulescu (1965), Jana Săndulescu (1967), L. Contescu (1968).

Contribuții valoroase sînt aduse și în rapoartele geologice întocmite de cercetători din cadrul I.G.P., I.P.G.G. și Institutul geologic, cum ar fi: L. Aldea și Adela Arghir (1956), Elena Bratu și colaboratorii (1959), K. Müntz și V. Cristea (1962), I. Bucur și V. Lungu (1962), M. Săndulescu și Jana Săndulescu (1965), V. Nicolăescu și colaboratorii (1966, 1969).

Ultima publicație geologică care se referă la perimetrul lucrării este harta geologică, scara 1 :200.000, editată de Institutul geologic în 1968. Pe ea sînt consemnate depozite de vîrstă cretacică, aparținînd neocomianului, berremianului, apțianului și albianului.

Date stratigrafice.

St. cerc., geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 479–488, București, 1973

Cele mai vechi depozite din regiune, datate paleontologic, aparţin barremianului (M. G. Filipescu şi colab., 1961), iar cele mai noi cenomanian-turonianului inferior [1].

Unii cercetători[2] consideră că în baza formaţiunii cretacice este prezent şi neocomianul.

a. *Barremian-aptian inferior (strate de Comarnic).* Flişul barremian-aptian inferior din regiunea Malnaş-Micfalău prezintă o compoziţie litologică deosebit de interesantă. Spre deosebire de faciesul stratelor de Comarnic din bazinul văii Prahova, cu care se aseamănă cel mai mult, aici se intercalează la diferite nivele pachete de fliş şistos-grezos care marchează trecerea — spre nord — la faciesul grezos al stratelor de Bistra.

La alcătuirea litologică a acestei succesiuni stratigrafice iau parte marne şi şisturi marno-argiloase cenuşiu-negricioase, pătate în cărămiziu pe feţele alterate, cu aspect în general aşchios, slab micafere; gresii calcaroase, fin granulare, cu laminaţie convolută, în strate cu grosimi centimetrice; brecii cu elemente de calcare cenuşii, cuarţite, şisturi clorito-sericitoase, micaşisturi, prinse într-o masă predominant calcaroasă.

Subordonat se intercalează şisturi argiloase cenuşiu-gălbui şi gresii micafere cu ciment argilos, adesea cu resturi de plante incarbonizate, în ritmuri de 15—30 cm.

Spre baza seriei, la vest de dealul Buturugii şi pe pîrîul Jimborului (fig. 1), apar siltite negre, stratificate în plăci, cu dese diaclaze umplute cu calcit; calcarenite cenuşii şi negricioase şi brecii bogate în material cristalin (şisturi clorito-sericitoase, micaşisturi), calcare albicioase, la suprafaţă. Elementele cuprinse în brecii au dimensiuni de la cîţiva centimetri pînă la 20—25 cm. Această secvenţă litologică se apropie mai mult de faciesul stratelor de Sinaia şi reprezintă probabil partea lor superioară.

În legătură cu prezenţa neocomianului în seria depozitelor cretacice din împrejurimile localităţii Micfalău [3], considerăm că problema este discutabilă. Mai întîi că existenţa stratelor de Sinaia sau a unui facies asemănător acestora nu poate constitui un argument care să ateste existenţa neocomianului. Datele paleontologice mai noi, găsite în stratele de Sinaia, la partea superioară (E. Avram, 1970; V. Nicolăescu şi Şt. Ionescu, 1970), atestă prezenţa barremianului. În al doilea rînd, în depozitele atribuite neocomianului nu s-au găsit resturi caracteristice acestui etaj.

Toate datele paleontologice, obţinute prin analize micropaleontologice şi secţiuni subţiri, evidenţiază ca cel mai vechi termen al cretacicului — barremianul.

Din cuprinsul depozitelor cretacice de pe pîrîul Micfalău (fig. 1), la confluenţa Valea Mică — Valea Mare, s-a determinat (Viorica Cosma, Zorela Munteanu)[4] o asociaţie microfaunistică, caracteristică pentru barremian, din care citãm:

---

[1] V. Nicolăescu şi C. Gaiţă (1966), Raport geologic, arh. I.G.P. S.M.S., Bucureşti

[2] M. Săndulescu (1965), *Studiul filişului cretacic şi paleogen dintre v. Uzului şi v. Bistriţei (sectorul v. Uzului-Caşinu Nou)*, arh. Inst. geol., Bucureşti.

[3] M. Săndulescu, *op. cit.*, pct. 2.

[4] V. Nicolăescu, C. Gaiţă. I. Lup, Viorica Cosma, Zorela Munteanu, Raport geologic (1969), arh. I.G.P. S.M.S., Bucureşti.

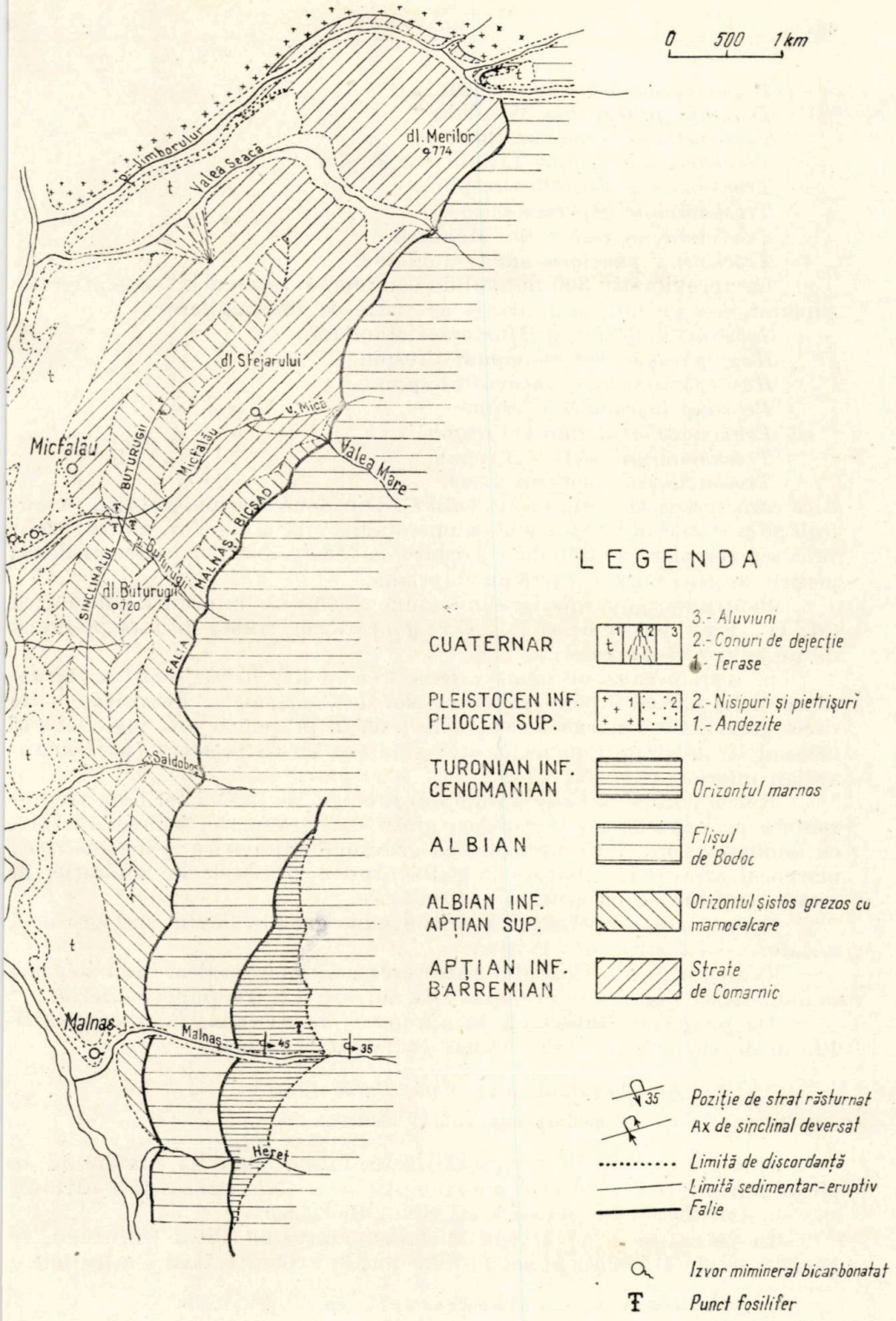


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii Malnaș-Micfalău (Munții Bodoc).

Hipocrepina depressa Vasicek
Dorothia praexicona Moullade
Gavelinella barremiana Bett.
Trochammina callima Loeblich şi Tapan
Trochammina delicata Crespin
Trochammina depressa Lozo
Trochammina vocontiana Moullade
Trocholina paucigranulata Moullade.

La aproximativ 300 m aval de confluenţă, într-un nivel stratigrafic superior, s-a întîlnit următoarea asociaţie de foraminifere :

Gavelinella sp. (ex gr. *flandrini* Moullade)
Haplophragmoides champani Crespin
Haplophragmoides concavus Chapman
Pelosina lagenoides Crespin
Psammosphaera parva Crespin
Trochammina callima Tappan
Trochammina depressa Lozo,

care caracterizează apţianul (inferior?). Din două secţiuni subţiri, executate pe material din depozitele cu microfauna citată mai sus, au fost identificate exemplare de miliolide şi orbitoline (*Dictyoconus* sp.) care pledează pentru aceeaşi vîrstă barremian-apţiană.

Pentru apţianul inferior din regiune există şi o datare paleontologică (M. G. Filipescu şi D. Grigorescu, 1966) bazată pe faună de amoniţi (*Deshayesites*).

b. *Apţian superior-albian inferior?* (*orizontul şistos-grezos cu marno-calcare*). La partea superioară a stratelor de Comarnic se dezvoltă o serie şistos-grezoasă cu marnocalcare, care pînă în prezent a fost înglobată la faciesul stratelor de Comarnic, atribuindu-se vîrsta acestora (barremian-apţian inferior) (fig. 2).

Rocile care alcătuiesc ansamblul litologic al acestei serii sînt reprezentate prin marno-argile cenuşii; gresii echigranulare, slab diaclazate, cu laminaţie convolută, în strate cu grosimi centimetrice şi decimetrice; marnocalcare cenuşii, pătate în galben-roşcat pe feţele de alteraţie, în strate lentiliforme cu grosimi centimetrice.

Spre partea superioară a orizontului, gresiile devin mai grosiere, micafere şi au structură masivă.

Din cuprinsul orizontului şistos-grezos cu marnocalcare am colectat în anul 1969 [5] mai multe exemplare de amoniţi din trei puncte diferite.

De pe pîrîul Buturugii, în apropiere de cascadă, la aproximativ 125 m de vărsare, s-au determinat următoarele forme :

Acanthohoplites laticostatus Sinzow
Acanthoplites nolani Seunes.

Din malul stîng al pîrîului Micfalău, în apropiere de confluenţa cu pîrîul Buturugii, s-a colectat un exemplar de amonit care a fost atribuit speciei *Acanthohoplites trautscholdi* Sim., Bac., Sor.

În versantul drept al văii Micfalău, vizavi de pîrîul Buturugii, se găseşte cel de al treilea punct fosilifer pus în evidenţă. Aici s-a întîlnit o

[5] V. Nicolăescu şi colaboratorii, *op. cit.*, pct. 4.

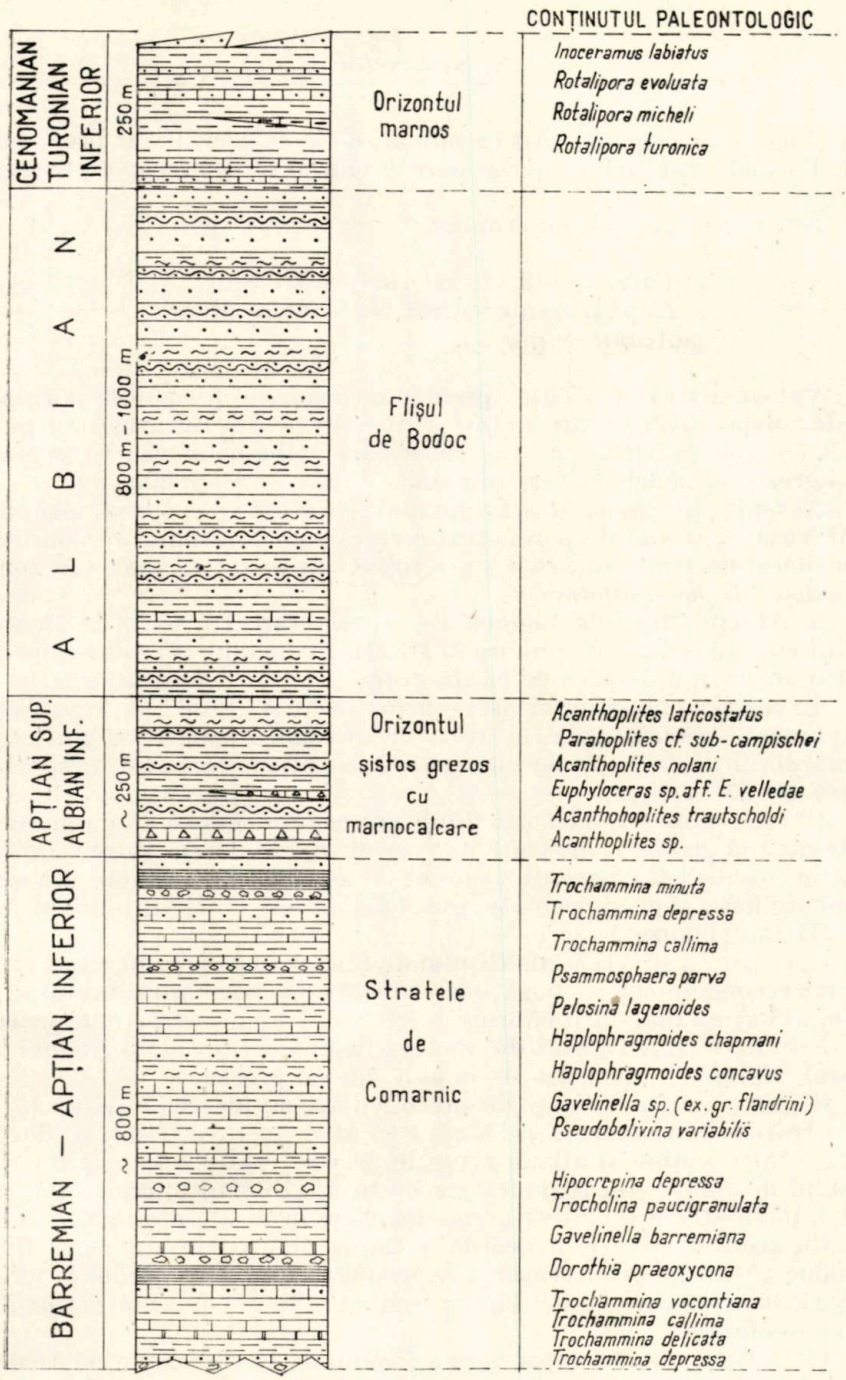


Fig. 2. — Coloana litostratigrafică a depozitelor cretacice din regiunea Malnaș-Micfalău (Munții Bodoc).

faună bogată de amoniți, atît ca număr, cît și ca specii, dar prost conservată. Formele sînt strivite și cu mare greutate se pot recupera exemplare întregi.

Din acest loc s-au determinat :

Parahoplites cf. *sub-campischei* Sinz.
Euphylloceras sp. aff. *E. velledae* Mich.
Acanthoplites sp.

Valoarea stratigrafică a speciilor menționate, precum și poziția sinclinală a depozitelor în care au fost găsite (sinclinalul Buturugii) ne-au condus la atribuirea vîrstei apțian superioară (albian inferior?) orizontului șistos-grezos cu marnocalcare din zona Malnaș — Micfalău.

Absența din fauna găsită a genului *Douvilleiceras*, formă întîlnită pe pîrîul Vasar [6], la sud de perimetrul cercetat, ne determină să considerăm că pachetul de strate din care s-a recoltat fauna se plasează sub zona cu *Douvilleiceras mammilatum*.

c. Albian (flișul de Bodoc). Depozitele care iau parte la alcătuirea acestui etaj au o mare răspîndire în Munții Bodocului. Ele sînt constituite dintr-o alternanță de pachete cu fliș șistos și gresii în bancuri groase.

În componența flișului șistos intră marne și argile cenușii, gresii fine cu structură curbicorticală, în strate cu grosimi centimetrice și destul de rar marnocalcare cenușii, lentiliforme. Toate aceste roci alcătuiesc ritmuri strînse de 15—20 cm.

Flișul grezos este alcătuit din gresii cenușii, micafere, cu granulație medie pînă la grosieră, în strate metrice și suprametrice. Între stratele de gresii se intercalează pachete șistoase de 20—30 cm, formate din șisturi marno-argiloase și gresii șistoase micafere, uneori cu resturi de substanță vegetală incarbonizată.

Spre partea superioară a flișului de Bodoc, în cuprinsul gresiilor apar zone microconglomeratice bogate în elemente de cuarț alb și fumuriu, slab rulate, avînd un diametru cuprins între 0,5 și 5 cm, rareori mai mare.

Asupra vîrstei flișului de Bodoc (flișul de Sînmartin-Bodoc) [7] din sectorul Malnaș — Micfalău se impun cîteva precizări.

Separarea orizontului șistos-grezos cu marnocalcare (apțian superior) peste stratele de Comarnic și acceptarea ideii unei continuități de sedimentare între apțian și albian atrag după sine trasarea limitei inferioare a flișului de Bodoc din regiunea cercetată în albianul inferior. Subliniem acest fapt deoarece limita se punea deobicei în baza apțianului superior.

Cu această situație concordă și fauna de amoniți din baza flișului de Bodoc găsită pe pîrîul Vasar, în apropierea localității Bodoc [8], care are în cuprinsul ei forme caracteristice pentru albianul inferior (*Douvilleiceras mammilatum*).

Cît privește limita superioară a flișului de Bodoc, ea nu poate depăși albianul superior, deoarece depozitele suprajacente conțin resturi faunistice ce atestă vîrsta cenomanian-turonian inferioară.

[6] Elena Bratu și colaboratorii (1959), Raport geologic, arh. Inst. geol., București ; V. Nicolăescu și colaboratorii (1965), Raport geologic, arh. I.G.P., S.M.S., București.
[7] M. Săndulescu, *op. cit.*, pct. 2.
[8] Elena Bratu și colaboratorii, *op. cit.*, pct. 6.

d. *Cenomanian-turonian inferior* (*orizontul marnos*). Succesiunea stratigrafică a unității de Ceahlău din partea de vest a Munților Bodoc se încheie cu o serie predominant marnoasă, de culoare cenușie. Caracterele sale litofaciale și paleontologice, diferite de cele ale flișului de Bodoc (albian), au stat la baza separării acestor depozite ca unitate cronostratigrafică aparte.

Litologic, orizontul marnos este alcătuit din marne cenușii cu fluturași de muscovit, marne cenușiu-negricioase cu filme de calcit, marnocalcare lentiliforme și gresii cu granulație fină, calcaroase, cu laminație convolută, în strate de 3—5 cm pînă la 20 cm grosime.

La intervale rare se intercalează gresii cenușii echigranulare, muscovitice, cu laminație paralelă, în bancuri de 20—30 cm.

Din orizontul marnos de pe pîrîul Malnaș s-a recoltat de către autor un exemplar de inoceram care a fost atribuit speciei *Inoceramus labiatus* [9].

Din depozitele aceluiași orizont s-au determinat două asociații microfaunistice [10], una din bază, iar alta din pachetul cu *I. labiatus*.

În lista de microfaună din baza orizontului se remarcă, printre altele, următoarele specii :

Haplophragmoides gilberti Fischer
Haplophragmoides hendersonense Stelck și Wall
Haplophragmoides kirki Wickenden
Hedbergella planispira (Tappan)
Hippocrepina sp.
Recurvoides contortus Earland
Recurvoides imperfectus Hanzlikova
Saccammina alexanderi (Loebl. și Tappan)
Saccorhiza ramosa (Brady)
Trochammina rutherfordi Stelck și Wall
Verneuilinoides hectori (Nauss).

Pe baza datelor de literatură existente, s-a apreciat că această asociație microfaunistică caracterizează cenomanianul inferior.

Din pachetul cu I. *labiatus* s-a determinat o microfaună în care se remarcă apariția speciei *Uvigerinammina junkoi* Majzon și a unor foraminifere pelagice din familia *Rotaliidae* :

Rotalipora evoluta Sigal
Rotalipora micheli (Debourele și Sacal)
Rotalipora turonica Brotzen.

Prezența acestor foraminifere de vîrstă cretacic superioară, alături de *I. labiatus*, ne îndreptățesc să atribuim orizontului marnos vîrsta cenomanian-turonian inferioară.

Asupra relațiilor dintre depozitele cretacicului superior și seriile litologice subjacente nu se poate preciza deocamdată dacă este vorba de continuitate de sedimentare sau de o discordanță stratigrafică.

[9] V. Nicolăescu și C. Gaiță, *op. cit.*, pct. 1.
[10] V. Nicolăescu și colaboratorii, *op. cit.*, pct. 4.

Dacă facem o investigaţie prin lucrările geologice din alte sectoare ale unităţii de Ceahlău, vom constata că există atît situaţii în care cretacicul superior, avînd în bază vraconianul, se dispune discordant peste terenurile cretacicului inferior (G. Murgeanu şi D. Patrulius, 1957; Gr. Popescu, 1958; M. Ştefănescu şi Marina Zamfirescu, 1964), cît şi situaţii unde cele două serii ale cretacicului se găsesc în continuitate de sedimentare (V. Nicolăescu şi St. Ionescu, 1970).

Regiunea studiată prezintă caractere geologice mult mai apropiate de sectoarele în care relaţiile dintre cretacicul superior şi cel inferior sînt normale.

DATE TECTONICE

Situată în extremitatea estică a unităţii de Ceahlău, zona central-vestică a Munţilor Bodoc prezintă unele particularităţi litofaciale şi cronostratigrafice care au condus la separarea ei într-o subunitate tectonică aparte, denumită „digitaţia de Bodoc" (V. Nicolăescu şi St. Ionescu, 1970).

Printre caracteristicile care individualizează această subunitate faţă de restul unităţii de Ceahlău din zonele mai interne sau din alte sectoare, menţionăm dezvoltarea mare a formaţiunii de fliş din cuprinsul albianului, absenţa faciesului conglomeratic şi relaţiile stratigrafice normale (?) dintre cretacicul inferior şi cel superior.

În cuprinsul sectorului cercetat s-a conturat sinclinalul Buturugii (fig. 1), alcătuit în ax din depozite apţian superior-albian inferioare?. Flancurile sinclinalului repauzează pe strate de Comarnic. Spre sud, structura se afundă şi se pierde sub depozitele cuaternarului.

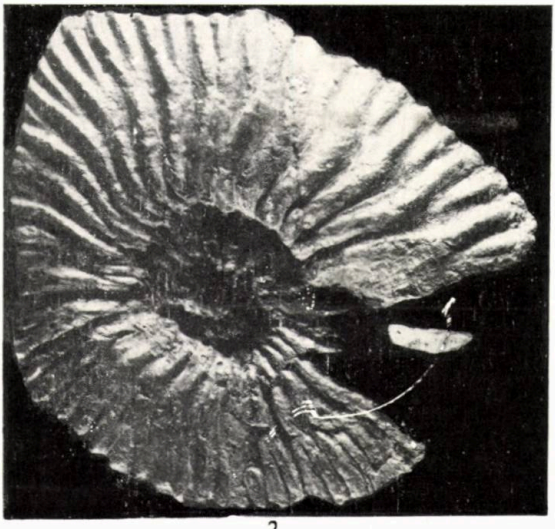
La limita dintre fîşia cu strate de Comarnic, suportînd orizontul şistos-grezos cu marnocalcare al apţianului superior-albian inferior?, situată în partea de vest a regiunii, şi flişul de Bodoc (albian) se dezvoltă o falie „à rebour" pe care am denumit-o „falia Malnaş — Bicsad". În lungul ei, seria flişului albian vine în contact tectonic atît cu apţianul superior-albianul inferior?, cît şi cu stratele de Comarnic.

În compartimentul estic al faliei, alcătuit în cea mai mare parte din depozite albiene, se păstrează un mic sinclinal cu flancul vestic faliat, format în ax dintr-o serie marnoasă de vîrstă cenomanian-turonian inferioară (orizontul marnos).

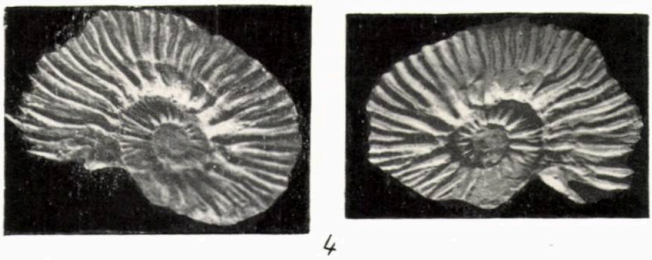
CONCLUZII

În prezenta lucrare se aduc cîteva date geologice noi asupra depozitelor cretacice din partea centrală şi vestică a Munţilor Bodoc.

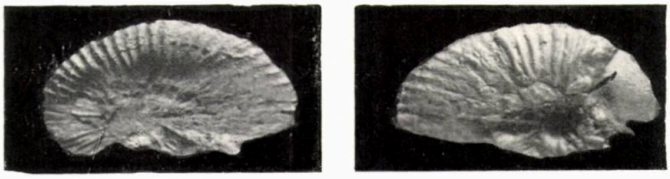
Astfel, în succesiunea stratelor de Comarnic din împrejurimile localităţii Micfalău, atribuită anterior în întregime barremian-apţianului inferior, s-a separat la partea superioară un complex şistos-grezos cu marnocalcare, în cuprinsul căruia s-a găsit o faună de amoniţi de vîrstă apţian superior-albian inferioară?



3



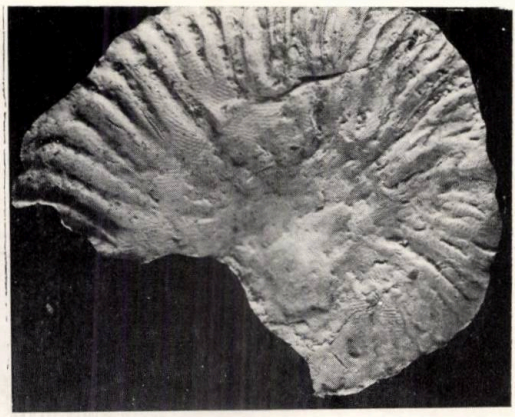
4



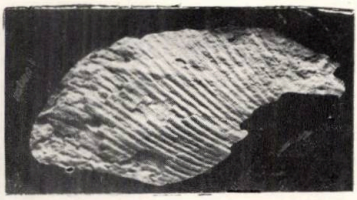
5

Fig. 3. — *Acanthohoplites laticostatus* Sinzow (× 1).
Localitatea Micfalău, pîrîul Buturugii.
Fig. 4. — *Acanthoplites nolani* Seunes (× 1).
Localitatea Micfalău, pîrîul Buturugii.
Fig. 5. — *Acanthoplites* sp. (× 1).
Localitatea Micfalău, valea Micfalău.

6



7



8

9

Fig. 6. — *Parahoplites* cf. *sub-campischei* Sinzow (× 1).
Localitatea Micfalău, valea Micfalău.

Fig. 7. — *Acanthohoplites trautscholdi* Sim., Bac., Sor. (× 1).
Localitatea Micfalău, valea Micfalău.

Fig. 8. — *Euphylloceras* sp. aff. *E. velledae* Mich. (× 1).
Localitatea Micfalău, valea Micfalău.

Fig. 9. — *Inoceramus labiatus* Schloth. (× 1).
Localitatea Malnaș, pîriul Malnaș.

Peste flișul de Bodoc (albian) se cartează pentru prima oară un pachet de strate, predominant marnoase, în care se pune în evidență, pe baza unor forme de inocerami și foraminifere, prezența cenomanian-turonianului inferior.

Din punct de vedere tectonic, se conturează două structuri sinclinale, una în vestul regiunii (sinclinalul Buturugii), alcătuită din depozite apțian superior-albian inferioare?, și alta în est, cu depozite cenomanian-turonian inferioare în ax.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU FLYSCH CRÉTACÉ DE LA PARTIE W DES MONTS BODOC

RÉSUMÉ

La région étudiée se situe sur le flanc W des Monts Bodoc aux environs des localités Malnaș et Micfalău.

Les travaux géologiques antérieurs font mention de la suivante succession stratigraphique régionale : couches de Sinaia (Néocomien), couches de Comarnic (Barrémien — Aptien inférieur) et le flysch de Bodoc (Aptien supérieur — Albien).

Les recherches de l'auteur effectuées les dernières années dans cette région nous offrent de nouvelles précisions sur l'âge et la succession des dépôts.

Les formations les plus anciennes, attestées par leur contenu paléontologique, appartiennent au Barrémien — Aptien inférieur (les couches de Comarnic et probablement la partie supérieure des couches de Sinaia).

Au-dessus des couches de Comarnic est disposé un complexe flyschoïde à marno-calcaires dont l'auteur a récolté une faune d'Ammonites (*Acanthoplites laticostatus*, *A. nolani*, *Parahoplites* cf. *subcampischei*, *Euphylloceras* sp. aff. *E. velledae*, *Acanthoplites* sp.) d'âge aptien supérieur — albien inférieur.

L'Albien de cette région est représenté par une suite épaisse de flysch schisteux gréseux, nommé le « flysch de Bodoc ».

La colonne stratigraphique des dépôts crétacés s'achève par un paquet marneux que nous venons d'attribuer au Cénomanien-Turonien grâce à la forme *Inoceramus labiatus*. Dans ce même paquet on a identifié également une association microfaunistique à foraminifères pélagiques de la famille Rotaliidae : *R. evoluta*, *R. micheli*, *R. turonica*.

En ce qui concerne les aspects structuraux, on vient de contourner deux synclinaux, dont l'un à dépôts aptiens supérieurs dans l'axe à l'W de la région et l'autre à l'E comprenant le crétacé supérieur (Cénomanien — Turonien).

En conclusion, les données géologiques présentées constituent des précisions sur l'âge des formations, venant de compléter le schéma régional par de nouvelles unités chronostratigraphiques (Aptien supérieur et Cénomanien-Turonien inférieur).

BIBLIOGRAFIE

AVRAM E., (1970), *Precizări asupra vîrstei depozitelor eocretacice din bazinul superior al văii Tîrlungului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **15**, 1.

BĂNCILĂ I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București.

CONTESCU L. (1968), *Considerații asupra denumirii unităților tectonice ale zonei flișului din Carpații Orientali*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, **13**, 2.

FILIPESCU M. G. (1955), *Vederi noi asupra tectonicii Carpaților Orientali*, Rev. Univ., „C. I Parhon", 6—7.

FILIPESCU M. G., BRATU ELENA, ILIESCU GH., ILIESCU MARIA, NEAGU T., SĂNDULESCU JANA, VINOGRADOV C. (1961), *Asupra cretacicului din zona flișului intern dintre văile Teleajen și Trotuș și implicații asupra structurii Carpaților Orientali*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, **III**/1, București, 1961.

FILIPESCU M. G., GRIGORESCU D. (1966), *Contribuții la cunoașterea faunei cretacice din flișul Carpaților Orientali*. St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, 2.

MACOVEI GH., ATANASIU I. (1927), *Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. Guide des excursions* (Ass. p. l'Avanc. de la Géol. des Carpates), București.

MURGEANU G., PATRULIUS D. (1957), *Cretacicul superior de pe marginea Leaotei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi*, Bul. șt. Acad. R.P.R., Seria geol., geogr., biol., șt. tehn. și agr., **II**, 1.

NICOLĂESCU V., IONESCU ST. (1970), *Observații asupra flișului cretacic din partea de sud a munților Ciucului*, D.S. Inst. geol., **LVI** (1968—1969).

POPESCU GR. (1958), *Contribuții la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Teleajenului*, St. cerc. geol., **III**, *3—4*.

SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU JANA (1965), *Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpates Orientales*, Assoc. Géol. Carp.-Balc., **VII**, Congr., part. I, Sofia, 1965.

SĂNDULESCU JANA (1967), *Contributions à la connaissance des foraminifères éocrétacées des Carpates Orientales (zones internes)*, Assoc. Géol. Carp. Balc., **VIII**, Congr., Belgrad, 1967.

ȘTEFĂNESCU M., ZAMFIRESCU MARINA (1964), *Iviri noi de vraconiancenomanian în zona conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **9**, *1*.

Primit în redacție la 23 aprilie 1973

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanța minerale solide

NOI DATE STRATIGRAFICE, PALEOGEOGRAFICE ȘI PALECECOLOGICE PRIVIND SEDIMENTARUL OLIGOCEN-MIOCEN DIN NNE BAZINULUI TRANSILVANIEI

DE

ILIE HUICĂ, AURA CEHLAROV, LIDIA BÎRLEA

55(05)

I. INTRODUCERE

Regiunea la care ne referim în lucrarea de față este situată în sudul eruptivului nou al Munților Tibleș și în sud-vestul Masivului cristalin al Rodnei, geografic aparținînd platformei someșene, iar administrativ județului Bistrița-Năsăud.

Fiind una dintre regiunile mult controversate în literatura geologică românească privind încadrarea într-o coloană stratigrafică clasică din nord-vestul Bazinului Transilvaniei, vom încerca să aducem cîteva contribuții referitoare la stratigrafia, studiul mineralelor grele și la studiul microfaciesurilor depozitelor respective.

II. SCURT ISTORIC

Există o documentație geologică vastă asupra părții de nord și nord-est a Bazinului Transilvaniei, atît în diferitele publicații de specialitate, cît și în rapoartele instituțiilor și întreprinderilor cu activitate geologică. Din lucrările care se referă la regiunea în discuție reținem ca deosebit de valoroase următoarele : prodigioasa monografie a lui A. Koch (1894, 1900) care atacă aproape toate problemele de paleontologie și de stratigrafie care vor fi dezvoltate ulterior ; lucrarea lui Th. Kräutner (1938) în care este tratat nu numai cristalinul Rodnei, ci și sedimentarul mezozoic și neozoic adiacent ; studiile întreprinse de I. Pătruț (1952), R. Ciocîrdel (1953), L. Atanasiu (1956), Gh. Voicu (1958), V. Arghiorghiesei și I. Costea (1963), V. Lăzărescu (1968), Gh. Bombiță (1971).

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 489–500, București, 1973

Din lucrările nepublicate menționăm multitudinea de date cuprinse în rapoartele de cartare aparținînd lui I. Drăghindă (1951, 1952, 1953) și în rapoartele cu caracter economic întocmite de colective de geologi conduse de Gh. Bulgaru (1963, 1964, 1965, 1966, 1968), E. Zah (1970) și I. Huică (1971).

III. GEOLOGIA REGIUNII

A. STRATIGRAFIA

Asupra ramei de nord-est a Bazinului Transilvaniei reprezentată prin cristalinul autohton al Rodnei și prin cristalinul pînzei de Rodna (seria de Rebra) și asupra eruptivului neogen al Tibleșului, Rodnei și Bîrgăului nu vom insista în lucrare, aceste formațiuni fiind cunoscute din lucrările anterioare: I. Gherman, (1933), L. Pavelescu (1953), L. Atanasiu, R. Dimitrescu și Al. Semaka (1956), Lidia Mînzăraru (1965), I. Teodoru și Camelia Teodoru (1970).

În lucrare ne vom referi numai la depozitele oligocene și miocene pe care vom încerca să le încadrăm în noua schemă stratigrafică propusă pentru Paratethysul central de Cicha și Senes (1967).

Vom descrie următoarele etaje ale oligocenului și miocenului:

MIOCEN
- Badenian
- Carpatian
- Otnangian
- Eggenburgian

OLIGOCEN
- Eggerian
- Rupelian

Oligocenul

Rupelianul. Limita eocen-oligocen pare să fie de transgresiune datorită faptului că nu s-a putut observa o trecere gradată la acest interval stratigrafic. Bazați pe existența unui contact litologic net (șisturi disodiliforme în contact cu gresii conglomeratice, argile, calcare etc.), înclinăm a considera că lipsește o parte din oligocen și poate chiar o parte din eocen, astfel că transgresiunea rupelianului apare evidentă.

Rupelianul se dezvoltă în axul unor anticlinale din zona Suplai — Romuli — Sîngeorz-Băi, fiind reprezentat prin șisturi disodiliforme, cafeniu negricioase în spărtură proaspătă și gălbui albicioase în stare de alterare, prezentînd eflorescențe și rozete de gips, solzi și schelete de pești cu intercalații de marne și gresii maronii-cenușii.

Eggerianul. Depozitele eggerianului se dezvoltă în continuitate de sedimentare cu cele rupeliene, fiind reprezentate prin gresii cenușii, masive, în bancuri metrice, separate de strate subțiri de argile gălbui-maronii.

În partea inferioară, intercalațiile de pelite devin mai groase, în timp ce partea superioară se caracterizează prin masivitatea bancurilor de gresii și prin intercalațiile de gresii microconglomeratice în grosimi metrice. Complexul eggerianului poate fi echivalat cu gresia de Borșa cu care se aseamănă din punct de vedere litologic.

Bancurile de gresie masivă reprezintă gresii polimictice cu ciment chimic calcaros și de oxizi de fier, având o structură aleuro-psamitică și psamo-psefitică.

Raporturile fragmente de minerale/ fragmente de roci și feldspat/ fragmente de roci permit încadrarea acestora la gresii polimictice-litice și feldspatice.

Mineralele constituente sînt: cuarțul, feldspații (microclin, microclin-pertit, plagioclaz) subordonat mice (muscovit, biotit, sericit); sporadic apar granat, epidot, sfen; accidental, piroxeni (hipersten), amfiboli (hornblendă verde) și glauconit. Fragmentele de roci sînt constituite predominant din roci de origine metamorfică, mai puțin din roci eruptive bazice și accidental din roci sedimentare (chert). Liantul chimic de umplere și de atingere este format din calcit granular limpede, substituit parțial prin oxizi de fier.

În cuprinsul eggerianului din zona Beclean — Telciu — Ilva, Mariana Iva semnalează[1] următoarea asociație microfaunistică: *Dendrophrya latissima* grzyb., *Cyclammina cushmani* Volosh., *C. incisa* (Stache), *Dorothya cylindrica* (Cush.), *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), *Robulus clerici* Fornasini, *Globigerina ampliapertura* (Bolli), *G. parva* (Bolli), *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *C. dutemplei* (d'Orb), *Almena* cf. *escornebovensis* (Sigal).

Miocenul

Eggenburgianul. Transgresiv peste depozitele eggerianului se dispun conglomerate poligene cenușiu-gălbui, în bancuri metrice (conglomeratele de Valea Babei), separate de gresii masive cenușii, cu intercalații de marno-argile la partea superioară.

Materialul clastic este reprezentat prin fragmente de șisturi cristaline și fragmente de minerale, dintre care predomină cuarțul, feldspatul fiind subordonat. Mineralele grele care apar mai frecvent în microconglomerate și sporadic în secvențele aleuro-pelitice sînt reprezentate prin granat, staurolit, turmalină, rutil, anataz, zircon, uneori piroxen.

Mineralele diagenetice sînt reprezentate prin pirita microgranulară și glauconitul, acesta din urmă fiind considerat mineralul caracteristic al eggerianului, apărînd cu aspect concreționar în granule pînă la 1 mm diametru.

Micropaleontologic, în cuprinsul eggerianului au fost separate două subzone: subzona cu foraminifere aglutinante și *Bullimina pupoides* și subzona cu uvigerine și globigerinide.

[1] Mariana Iva (1964, 1965, 1967), raport I.G.P., arh. M.M.P.G.

Asociaţia caracteristică primei subzone este dată de *Bathysiphon carapitanus* Sacco, *B. nodosariaformis* Sub., *Rhabdammina discreta* Brady, *R. abyssorum* Sars., *Dendrophya excelsa* Grzyb., *Ammodiscus tenuis* (Cush. et Jarvis), *A. incertus* (d'Orb.), *Glomospira charoides* (I. + P.), *Ammobaculites* sp., *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), *Circus multicameratus* Volosh., *Haplophragmoides scitulus* Brady, *Alveolophragmmium venezuelanum* Mainc., *Cyclammina cancellata* Brady, *Karreriella chilostoma* Reuss, *Sigmoilina schlumbergeri* Silv., *Robulus calcar* (Lin.), *Nodosaria pyrula* (d'Orb.), *Bullimina puppoides* d'Orb., *Uvigerina galloway* Cush., *Valvulineria palmerae* C. + T., *Siphonina reticulata* Čžž., *Globorotalia opima opima* Bolli, *Globigerinoides triloba triloba* Reuss, *G. altiapertum* Bolli, *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), iar cea a subzonei cu uvigerine şi globigerinide de *Uvigerina rutila* Cusm., *U. urmula* Cush., *U.auberiana* Schw., *Globorotalia epima epima* Bolli, *Globigerina cypersensis cypersensis* Bolli, *G.* cf. *G. angustiombilicata* Bolii, *Globigerinoides triloba immatura* Le Roy.

Otnangianul. Transgresiv peste depozitele eggenburgianului şi eggerianului se dispun conglomeratele poligene, masive, în bancuri metrice, bine reprezentate la localitatea Coşbuc, pe valea Sălăuţei, unde au o grosime de aproximativ 30 m. Superior, gresiile cenuşii capătă proporţii în grosime, pentru ca treptat să apară şi pelitele care devin predominante către partea superioară a seriei. În grosimea depozitelor otnangiene mai intervin 2—3 nivele de microconglomerate care se destramă pe direcţie, trecînd lateral la gresii.

Depozitele descrise au fost paralelizate încă de A. K o c h (1894) cu stratele de Hida ; iar I. P ă t r u ţ (1952) le înglobează, împreună cu depozitele atribuite de noi eggenburgianului, stratelor de Salva.

Otnangianul prezintă o variabilitate litologică atît pe orizontală, cît şi pe verticală ; direcţia conglomeratelor şi microconglomeratelor (care au dezvoltare lenticulară) nu corespunde întotdeauna cu direcţia structurii, uneori conglomeratele fiind mai puternic înclinate decît stratele adiacente, prin aceasta confirmîndu-se ideea exprimată de I. D u m i t r e s c u (1956) care susţine pentru stratele de Hida o origine deltaică, molasică.

Petrografic şi microfacial au fost analizate următoarele tipuri de roci, care apar frecvent în depozitele otnangiene: marne argiloase, argile marnoase, marne fin grezoase, granulare, gresii fin granulare, micacee. Din punctul de vedere al conţinutului în minerale grele, marnele argiloase sînt caracterizate prin rutil, turmalină, cuarţ (85%) ; este prezentă şi pirita autigenă ; argilele marnoase conţin granat, staurolit, turmalină, ilmenit, pirită autigenă, rare granule de glauconit, fragmente de microorganisme, cuarţ (95%) ; marnele fin grezoase, granulare, prezintă concentratul de minerale alcătuit predominant din fragmente mici de cuarţ, de micaşisturi şi de şisturi cloritoase, mineralele grele fiind : ilmenitul, rutilul, turmalina, zirconul, pirita, oxizii de fier, cuarţul ; gresiile fin granulare, micacee, cuprind ilmenit, rutil, granat magnetit, staurolit, zircon, turmalină, anataz, pirită autigenă, leucoxen şi cuarţ (40 %).

Micropaleontologic, în depozitele otnangiene din zona Salva — Coşbuc a fost stabilită existenţa unei asociaţii de foraminifere cu *Dendrophrya excelsa* Grzib., *Bathysiphon carapitanus* Sacco, *Hidina transilvanica* G.I.G., *Hidina variabile* G.I.G., *Hidina bicamerata* G.I.G., *Bulimina pupoides* (d'Orb), *Cyclammina* cf. *cancellata* Brady, *C. cf. obesa* Cush. et Laiming,

C. incisa Stache, *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *Circus multicameratus* Volosh., *Gyroidina girardana* (Reuss), *Pulvinulinella mexicana* COLE, *Nonion pompilioides* (Fichtel et Moll).

Carpatianul. Etajului carpatian îi revine partea superioară a fostului etaj helveţian, pînă la aproximativ 30 m sub tuful de Dej, reprezentat prin aceleaşi tipuri de roci ca şi ale otnangianului, putîndu-se remarca totuşi caracterul mai fin al sedimentării. Grosimea depozitelor carpatiene poate fi estimată în regiune la 60 m.

Badenianul. În cuprinsul badenianului se pot separa faunistic şi litologic următoarele subdiviziuni :

— stratele de Ciceu-Giurgeşti ;
— orizontul tufului de Dej ;
— orizontul breciei sării şi al sării ;
— badenianul superior.

Stratele de Ciceu-Giurgeşti încep prin microconglomerate şi gresii care sînt bine deschise în dealul Osoi, la NV de localităţile Mocod şi Salva. Avînd o grosime de 30—40 m, stratele de Ciceu-Giurgeşti au fost numite astfel de Gh. Popescu (1970) pe baza unei bogate asociaţii de orbuline, după localitatea în care a fost descris stratotipul. Microconglomeratele de la NV de Salva, cu un ciment calcaros, sînt constituite din următoarele tipuri de roci :

— fragmente de roci sedimentare — calcare pseudoolitice, calcare silicifiate, calcare cu calpionelide, radiolarite, gresii cu glauconit şi gresii blastopsamitice ;
— fragmente de roci cristaline — metacuarţite, gnaise cu biotit ;
— fragmente de roci eruptive bazice cu structură divergentă ;
— fragmente de minerale — cuarţ, feldspaţi (microclin, ortoză pertitică şi plagioclaz) şi mice ;
— cimentul chimic este reprezentat prin calcit şi hidroxizi de fier ;
— minerale grele — granat, ilmenit, magnetit, rutil, staurolit, turmalină, zircon, sfen, epidot, piroxeni, amfiboli ;
— minerale autigene — pirită şi oxizi de fier.

Gresiile cenuşii care însoţesc microconglomeratele de la Salva au o compoziţie mineralogică-petrografică asemănătoare cu a microconglomeratelor, caracteristică fiind abundenţa mineralelor micacee, reprezentate prin muscovit, biotit şi clorit.

Intercalate în gresiile de la Salva apar argile şi marne. Fracţiunea clastică a acestora este reprezentată prin fragmente sporadice de cuarţ, minerale micacee şi minerale grele : ilmenit, rutil, zircon, granat, turmalină. Ca minerale autigene în aceste pelite se întîlnesc pirite şi sporadic glauconit.

Un galet de calcar organogen, arenaceu, în secţiune subţire apare predominant reprezentat prin cochilii de lamelibranhiate, prin foraminifere (*Rotalipora*) şi prin alge coraligene. Ca elemente detritice apar fragmente de calcare fin granulare şi granule subangulare de cuarţ.

Micropaleontologic, în cuprinsul stratelor de Ciceu-Giurgeşti de pe valea Pietri — Mocod, valea Someşului — Piatra şi din dealul Osoi — Mocod a fost identificată zona cu *Orbulina suturalis* Bronnimann. Macropaleontologic, din cuprinsul aceloraşi strate care aflorează pe o ravenă

a văii Negrileşti din sudul localităţii Ciceu—Giurgeşti, citäm forme de *Ostrea* şi *Pecten*.

Asociaţia caracteristică zonei cu *Orbulina suturalis* este dată de următoarele foraminifere : *Orbulina suturalis* Bronnimann, *Globorotalia scitula praescitula* Blow, *G. ventricosa* Blow, *G. lenguaensis* Bolli, *G. obesa* Bolli, *G. opima continuosa* Blow, *Globigerina foliata* Bolli, *G. bulloides* d'Orb., *Globoquadrina altispira altispira* (C. + I.), *G. globosa* Bolli, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. quadrilobatus* Banner et Blow, *G. bispfaericus* Todd, *G. transitorius* Le Roy, *Cibicides floridanus* (Cush.), *C. boueanus* (d'Orb.), *C. conoideus* (Cžjž.), *Nonion pompilioides* (Fichtel et Moll), *Pulvinulinella mexicana* Cole, *Dentalina communis* d'Orb.

Orizontul tufului de Dej. Transgresiv peste stratele de Ciceu—Giurgeşti se dispun tufuri verzui, dacitice, în bancuri groase de 0,2—8 m, alternînd cu marne albicioase şi cu gresii cenuşii, poligene. Întregul orizont al tufului de Dej are o grosime de aproximativ 30 m.

Gresiile sînt slab consolidate şi constituite predominant din cuarţ. În fracţiunea de minerale grele s-au întîlnit : ilmenit, rutil, granat, staurolit, turmalină, zircon. În masa rocii sînt prezente fragmente de roci piroclastice.

Marnele sînt alcătuite dintr-un agregat fin granular de minerale argiloase, intim asociate cu calcit, impregnat pe alocuri cu hidroxizi de fier. Sînt frecvente secvenţe mai bogate în fragmente clastice, reprezentate prin cuarţ şi minerale micacee.

Asociaţia de minerale grele este în general săracă, întîlnindu-se granule de ilmenit, turmalină, zircon, granat, staurolit, iar atunci cînd la formare participă şi material vulcanic, se găseşte şi ilmenit, magnetit şi piroxen.

Tufurile sînt constituite dintr-o masă de bază sticloasă cu un indice de refracţie cuprins între 1,500 şi 1,429, parţial devitrifiată, în care se întîlnesc fragmente de cristale de feldspat plagioclaz zonat şi polimaclat (andezin), cuarţ, biotit, hornblendă, piroxen şi fragmente litice de argilite şi metacuarţite. Uneori în masa tufurilor apar numeroase specii de globigerinide.

Prezenţa plagioclazului acid (andezin), a sticlei acide cu indice mai mic de 1,500 şi frecvenţa cuarţului indică un material piroclastic de compoziţie acidă-dacitică.

Psefitele conţin fragmente de minerale reprezentate prin cuarţ, cuarţ bipiramidat, plagioclaz şi biotit, precum şi fragmente de metacuarţite într-un ciment bazal de calcit.

Deosebit de caracteristică, putînd constitui chiar un reper stratigrafic pentru orizontul tufului de Dej, este asociaţia de minerale grele care cuprinde hornblendă verde, piroxen, ilmenit, apatit şi zircon roz. Toate aceste minerale sînt proaspete, fără nici o urmă de rulare. Uneori acestora li se asociază o cantitate variabilă de minerale grele care provin din şisturi cristaline : granat, turmalină, rutil.

Orizontul sării şi al breciei sării. În zona Nimigea — Slătiniţa, peste orizontul tufului de Dej, se dispune o brecie sedimentară formată din elemente colţuroase de cuarţ şi din fragmente de şisturi cristaline, prinse într-o matrice marno-argiloasă, cenuşiu-verzuie.

Existența sării foarte aproape de suprafață este trădată de numeroasele puțuri cu saramură care se aliniază pe direcția Nimigea — Mintiu — Cepari — Dumitra — Slătinița. Orizontul sării și al breciei sării are o grosime de aproximativ 100 m.

Badenianul superior. Depozitele badenianului superior se dispun peste sare și brecia sării, fiind reprezentate prin marne și argile nisipoase, micacee, cenușiu-verzui, alternînd cu gresii cenușiu-gălbui.

Grosimea badenianului superior atinge 180 m.

Sarmațianul. Sarmațianul apare bine dezvoltat pe malul stîng al văii Bistrița, la sud de orașul Bistrița, unde este reprezentat prin două orizonturi : orizontul inferior pelitic și orizontul superior psamitic-psefitic.

Orizontul inferior pelitic. Este alcătuit din marno-argile cenușiu-albicioase cu rare și subțiri intercalații de nisipuri argiloase, cenușii. Nisipurile argiloase de la Slătinița prezintă următoarea compoziție de minerale grele : granat (70%), ilmenit, rutil, staurolit, turmalină, zircon, cuarț, piroxen. Granatul este reprezantat prin varietăți roz (almandin-spesartin) uneori cu incluziuni de minerale opace. Staurolitul nu se păstrează niciodată în cristale idiomorfe. Ilmenitul se întîlnește în cristale idiomorfe subrulate și în fragmente cu contur neregulat, fiind în general proaspăt, uneori acoperit cu o peliculă de leucoxen. Rutilul, zirconul și turmalina se întîlnesc sub formă de cristale prismatice bine conservate, uneori ușor rulate. Piroxenul se întîlnește sub formă de fragmente izolate cu contur hipidiomorf, în general nerulate. Parageneza mineralelor grele este caracteristică pentru șisturi cristaline mezometamorfice. Prezența piroxenului sugerează un aport din formațiuni eruptive.

Orizontul superior psamitic-psefitic. Apare bine dezvoltat pe dealurile din sudul orașului Bistrița, fiind reprezentat prin nisipuri gălbui, micacee, cu stratificație torențială, și prin pietrișuri din elemente de cuarțite bine rulate. În aceste nisipuri se găsesc ceriți, precum și intercalații de gresii calcaroase, micacee, pînă la 0,30 m grosime, în care se observă mulaje de ervillii.

Concentratul de minerale grele din aceste nisipuri este alcătuit din fragmente cu contur neregulat și din cristale idiomorfe cu granulații ce nu depășesc 0,5 mm, prezentînd o sortare bună și un grad de rulare variat.

Granații se prezintă exclusiv sub formă de fragmente cu contur neregulat, de culoare roz, în general limpezi, uneori cu incluziuni de minerale opace, constituind principalul component al concentratului de minerale grele. Ilmenitul și rutilul apar în fragmente de cristale idiomorfe subrulate. Staurolitul este limpede sau colorat în galben-brun. Zirconul, apatitul, amfibolul, magnetitul sînt prezente sporadic în fragmente și cristale.

Parageneza mineralelor grele indică drept sursă atît șisturile cristaline mezozonale, cît și rocile eruptive efuzive.

Din punct de vedere microfaunistic s-au separat în sarmațian două subzone : subzona cu *Cibicides badenense* (d'Orb.), aparținînd buglovianului, și subzona cu *Elphidium* aparținînd volhinianului.

Cuaternarul. Este reprezentat prin depozite de travertin (pleistocen superior) și depozite de terasă, atribuite holocenului inferior, prin șesuri aluviale de vîrstă holocen superioară, prin conuri de dejecție, depozite de piemont, grohotișuri de pantă, alunecări de teren.

Travertinul este generat de izvoarele carbogazoase de la Sîngeorz-Băi, formînd un platou împădurit situat la nord de izvoarele minerale în exploatare. Grosimea stratului de travertin (în urma forajelor executate este de 2—18 m.

Terasele holocenului inferior sînt dezvoltate pe dreapta văii Bistriţa, între localităţile Prundu Bîrgăului şi Bistriţa.

Depozitele de piemont se dezvoltă la sud de Sîngeorz-Băi şi la nord de dealul Ghindei, pe partea stîngă a văii Bistriţa.

Grohotişurile de pantă îmbracă versanţii vîrfului Tănase şi ale Dealului Negru, în zona Cuşma — Mijlocenii Bîrgăului.

B. TECTONICA

Regiunea cercetată prezintă o tectonică complicată, pusă pe seama a două cauze importante, şi anume : poziţia depozitelor neozoice pe un fundament care reprezenta o creastă de legătură între cristalinul Rodna şi cristalinul Preluca şi străpungerea depozitelor sedimentare de andezitele eruptivului nou din munţii Tibleş — Heniu — Bîrgău.

În regiune se întîlnesc anticlinale normale şi răsturnate, falii normale, inverse, longitudinale, transversale, radiare, circulare etc.

Ca elemente tectonice majore menţionăm : anticlinalul Sîngeorz-Băi — Parva, anticlinalul Telciu — Romuli, falia transversală Romuli — Obcina Rebrişorului, falia Susenii Bîrgăului — Parva, care retează treptat depozitele eggenburgianului, astfel că acestea dispar la sud-vest de Ilva Mică.

Ca zone cu o tectonică foarte complicată menţionăm zona Romuli situată între eruptivul Tibleşului şi extremitatea nord—vestică a masivului Rodna, unde se dezvoltă o serie de cute-solzi de tipul klippelor pienine de la Poiana Botizii, şi zona Parva—Sîngeorz-Băi, unde depozitele oligo-miocene, desprinse de pe rama cristalinului Rodnei, au fost dislocate de erupţiunile andezitice din timpul sarmaţianului şi pannonianului.

VI. CÎTEVA CONSIDERAŢII GEOMORFOLOGICE

Dintre elementele majore care au condus la realizarea reliefului actual al regiunii cercetate, litologia şi tectonica au imprimat acestuia particularităţile cele mai pregnante. Astfel, depozitele alcătuite din gresii şi conglomerate dure sau din roci efuzive prezintă un relief abrupt şi înalt, în timp ce în depozitele pelitice, agenţii modelatori externi au lucrat cu uşurinţă relieful fiind flach şi caracterizat prin numeroase pornituri.

Alternanţa de complexe litologice mai grosiere şi mai dure cu complexe litologice lutitice moi a condus, datorită acţiunii diferenţiate a agenţilor externi şi a unei înclinări a stratelor mai mare sau mai mică, la realizarea unor tipuri clasice de cueste şi de suprafeţe structurale, atît de clar exprimate în teren în zona Mocod — Salva.

Litologia şi tectonica au concurat la realizarea unui relief depresionar şi în zona Sîngeorz-Băi, unde anticlinalul Sîngeorz-Băi — Parva, reprezentat în ax prin depozitele pelitice ale rupelianului, este puternic erodat.

Flancurile acestui anticlinal fiind alcătuite din bancuri de gresii dure, greu atacabile de agenții modelatori externi, sînt viguros exprimate în relief, astfel că zona Sîngeorz-Băi reprezintă un exemplu clasic de inversiune de relief.

V. CONSIDERAȚII PALEOGEOGRAFICE ȘI PALEOECOLOGICE

a. Rupelian. Caracterele morfologice ale mineralelor, conținutul microfaunistic, compoziția mineralogică și structura petrografică conduc la obținerea unei imagini asupra condițiilor de sedimentare și de paleohabitat în timpul rupelianului.

Prezența celor două specii de foraminifere bentonice, *Rhabdammina abyssorum* și *Cyclammina* sp., atît în zonele unor estuare, cît și în bazine marine tipice, arată că ele sînt organisme eurihaline tipice, putînd indica o temperatură mai scăzută a substratului din cauza suspensiilor care împiedecau penetrația temperaturii solare pînă la nivelele de apă mai profundă. Este probabil ca penuria de microfaună să se datoreze acestor ape tulburi.

Fenomenul de eroziune lentă, însoțit de o ridicare continuă a uscatului, alături de o subsidență înceată a bazinului de sedimentare, a furnizat continuu material detritic proaspăt, care a fost transportat sub formă de suspensii de ape cu un debit redus și constant.

Sursa materialului clastic o formau șisturile cristaline mezometamorfice și într-o oarecare măsură rocile eruptive bazice și rocile sedimentare.

După cum menționează A. Koch (1894), în prima jumătate a oligocenului porțiunea estică și nord-estică a bazinului Transilvaniei era acoperită de o mare mai adîncă, larg deschisă, spre deosebire de partea de nord-vest, care probabil reprezenta numai un golf al mării oligocene.

b. Eggerian. Existența unor curenți puternici care transportau o mare cantitate de particule în suspensie, ca și prezența unui număr mare de foraminifere aglutinante, față de cele pelagice, calcaroase, trădează modificările ritmice pe care le-a suferit bazinul de sedimentare în timpul respectiv. Condițiile marine normale de temperatură și transparență a apelor au existat pentru intervale scurte de timp, fapt ilustrat prin existența unor strate subțiri de pelite cu foraminifere pelagice sau aglutinante, care alternează cu strate groase de psamite-psefite lipsite de microfaună.

Sursa materialului clastic din depozitele eggerianului o constituie șisturile cristaline mezometamorfice și mai puțin rocile eruptive bazice și unele roci sedimentare.

c. Eggenburgian. Microfauna întîlnită în depozitele orizontului inferior al eggenburgianului, reprezentată prin foraminifere aglutinante, ca și prezența unor specii care își continuă existența din oligocen cu același aspect de fosilizare ar putea sugera ideea că în timpul sedimentării au existat condiții bionomo-faciale asemănătoare cu cele de la finele oligocenului.

Gradul de sortare a materialului este bun la fracțiunea cu granulație măruntă și redus la fracțiunea cu granulație medie și mare.

Foraminiferele bentonice ce formează asociația eggenburgianului inferior aparțin faciesului litoral marin. În general, formele întîlnite (*Sig-*

moilina schlambergeri, *Karreriella* sp.) sînt caracteristice pentru zone temperate şi subtropicale.

Prezenţa faciesului fanerolitic în cadrul depozitelor eggenburgianului inferior indică un transport important de material terigen în mediul marin. Se presupune astfel că în timpul sedimentării conglomeratelor de Valea Babei a avut loc o ingresiune, motiv pentru care numeroşi cercetători au considerat că miocenul începe în Bazinul Transilvaniei cu eggenburgianul inferior.

Existenţa zonei de *Alveolophragmium venezuelanum* marchează, din punct de vedere micropaleontologic, uniformizarea condiţiilor bionomice în timpul eggenburgianului din tot Bazinul Transilvaniei.

d. Otnangian. Caracterele morfologice ale materialului clastic, asociate cu cele microfaunistice, indică o sedimentare de mică adîncime a apelor, caracterul torenţial al acestora, aport de apă dulce în bazinul de sedimentare şi o temperatură temperată.

În tot cuprinsul depozitelor otnangiene se constată o remaniere intensă a rocilor sedimentare mai vechi (calcare cretacice şi eocene, gresii eggenburgiene) alături de formaţiuni cristaline care continuă să furnizeze material. Acest fapt sugerează o continuă oscilaţie pe verticală a uscatului, prin colmatări şi exondări succesive, cu întreruperi ale regimului de subsidenţă.

Stratele discontinui de conglomerate, cantonate la diferite nivele, imprimă depozitelor otnangiene un caracter molasic, fluvio-deltaic.

Pe baza asociaţiei de foraminifere aglutinante, din care o parte trăiesc şi astăzi în bazine marine, la adîncimi de pînă la 200 m, precum şi prezenţa speciei *Ammonia beccari* la anumite nivele indică zona litoral-neritică a mării.

e. Carpatian. Prezentîndu-se cu aceleaşi caractere litofaciale ca şi în timpul otnangianului, se presupune că au existat aceleaşi condiţii paleogeografice şi în timpul carpatianului.

f. Badenian. Componentul detritic al depozitelor badeniene se caracterizează printr-un grad de sortare bun şi printr-o lipsă de prelucrare a materialului, proprii fenomenului de subsidenţă activă.

În timpul badenianului inferior au loc manifestări efuzive de tip acid intermediar, corespunzînd unor lave rio-dacitice-andezitice-cuarţifere, ale căror produse sînt intim asociate cu depozitele terigene. Centrul de erupţie a fost probabil foarte aproape de bazinul de sedimentare, întrucît tot materialul piroclastic păstrează forme perfect idiomorfe foarte bine conservate.

Prezenţa piritei diagenetice în masa depozitelor tortoniene presupune existenţa unor condiţii de diageneză într-un mediu slab reducător.

Prezenţa numărului mare de foraminifere pelagice arată schimbarea adîncimii suferită de marea badenianului inferior către adînc. Dintre foraminiferele întîlnite, unele trăiesc şi astăzi în bazine marine, în zonele tropicală şi temperată, la adîncimi de peste 600 m şi la temperaturi ce oscilează între 10 şi 30°C.

Din punct de vedere paleoclimatic, datele furnizate de asociaţia sporo-polinică indică un climat cald. Amestecul de floră marină cu floră continentală este un indiciu al sedimentării depozitelor respective în zonele sublitorală şi litorală.

g. Sarmaţian. Materialul detritic din depozitele sarmaţiene a fost transportat de curenţi activi de apă şi depus în bazine de mică adîncime. Compoziţia materialului clastic sugerează o eroziune accentuată a formaţiunilor cristaline. Sortarea materialului este variabilă, uneori bună, prezentînd o rulare destul de redusă.

Microfauna întîlnită în depozitele volhinianului, atît prin frecvenţa mare a speciei *Cibicides badenensis* de la nivelul buglovianului, cît şi prin prezenţa numeroaselor specii de *Elphidium*, indică o zonă litoral-sublitorală cu salinitate şi temperatură variabile.

NOUVELLES DONNÉES STRATIGRAPHIQUES, PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET PALÉOÉCOLOGIQUES SUR LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DE L'OLIGOCÈNE-MIOCÈNE DU NNE DU BASSIN DE TRANSYLVANIE

RÉSUMÉ

Les dépôts oligocènes et miocènes situés au sud des formations éruptives récentes des Monts Ţibleş et au sud-ouest du massif cristallin de Rodna reviennent, suivant un nouveau schéma stratigraphique proposé par Cicha et Seneş (1967), à la zone centrale de la Paratéthys, notamment :

Miocène	Badénien
	Carpathien
	Otnangien
	Eggenburgien
Oligocène	Eggérien
	Rupélien

L'Oligocène-Rupélien se développe transgressivement dans l'axe de quelques anticlinaux de la zone de Suplai—Romuli—Sîngeorz-Băi étant représenté par des schistes dysodiliques à intercalations de marnes et de marnes cendrées.

L'Eggérien, en continuité de sédimentation, est représenté par des grès polymictiques litiques et arkosiens, séparés par de minces couches d'argiles.

Le Miocène-Eggenburgien repose transgressivement sur l'Eggérien, étant représenté par des conglomérats polygènes cendrés et par des grès. Les minéraux lourds qui apparaissent fréquemment sont représentés par les : grenats, staurolite, tourmaline, rutile, anatase, zircon et parfois pyroxènes.

L'Otnangien, transgressif, est représenté par des conglomérats polygènes massifs en bancs épais de l'ordre des mètres.

Le Carpathien est représenté par les mêmes dépôts que l'Otnangien mais quelque peu plus fins.

Le Badénien est constitué par les subdivisions suivantes : couches de Ciceu-Giurgeşti, horizon du tuf de Dej, horizon du sel et de la brèche du sel et le Badénien supérieur.

Le Sarmatien est représenté par l'horizon inférieur pélitique et l'horizon supérieur psammo-pséphitique.

La région présente une tectonique compliquée, venant de la position des dépôts néozoïques sur un soubassement qui représente une crête réunissant le cristallin de Rodna et le cristallin de Preluca, et du percement des dépôts sédimentaires par les andesites de la zone éruptive récente des Monts Ţibles-Bîrgău.

BIBLIOGRAFIE

Aghiorghiesei V., Costea I., (1963), *Date noi asupra stratigrafiei Paleogenului şi Miocenului din NE Transilvaniei*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, 1961, 111/1, Bucureşti.

Atanasiu L. (1956), *Geologia regiunii Prundu Bîrgăului-Iad*, D.S. Com. geol., **XI**.

Atanasiu L., Dimitrescu R., Semaka Al. (1956), *Studiul petrografic al eruptivului din Munţii Bîrgăului*, D.S. Com. geol., **XL**.

Baltreş A. (1970), *Asupra constituţiei conglomeratelor tortoniene şi sarmaţiene din partea de NE a bazinului Transilvaniei (1967—1968)*, D.S. Inst. geol., **LV**.

Bleahu M., Bombiţă Gh., Kräutner H. (1968), *Harta geologică la scara 1 : 200.000, foaia Vişeu*, Inst. geol., Bucureşti.

Bombiţă Gh. (1971), *Stratigrafia regiunii bazinului mijlociu şi superior al rîului Lăpuş*, Rez. tezei de doctorat, Univ. Bucureşti.

Bulgaru Gh. (1966), *Cercetări stratigrafice în bazinul văii Sălăuţa*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.

Ciocîrdel R. (1953), *Geologia regiunii Bistriţa-Reghin*, D.S. Com. geol., **XXXVII** (1949—1950).

Dumitrescu I. (1956), *Asupra faciesurilor şi orizontării Cretacicului superior şi paleogenului din bazinul Lăpuşului (N Depresiunii Transilvaniei)*, Lucr. Inst. de Petrol şi Gaze, **III**, Bucureşti.

Gherman I. (1933), *Constituţia geologică a muntelui Heniu din Munţii Bîrgăului-Bistriţa*, Bistriţa.

Koch A. (1894, 1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile*, **I** Palăogen, **II** Neogen, Budapest.

Kräutner Th. (1938), *Das kristalline Massiv des Rodnagebirges*, An. Inst. geol., **XIX**.

Maxim I. (1959), *Cîteva consideraţiuni asupra valorii actuale a lucrării lui A. Koch : „Formaţiunile terţiare ale bazinului Transilvaniei I Paleogenul, 1894, II Neogenul 1900"*, St. Univ. „Babeş-Bolyai", **II**, *1*, Cluj.

Mészáros N., Ronai M., Ştefănuţ V. (1971), *Das Eocän des Bîrgauer-Gebirges*, An. Inst. Geol. Publ. Hung., **LIV**, fasc. 4, pars I, Budapest.

Mihăilescu N., Panin N. (1962), *Direcţii de curent în depozitele eocen-oligocene din regiunea Telciu-Romuli (Maramureş)*, Com. Acad. R.P.R., **XII**, *12*, Bucureşti.

Mînzăraru Lidia (1965), *Studiul mineralogic şi petrografic al corpurilor subvulcanice din partea de NV a Munţilor Bîrgăului*, St. tehn. econ., **I**, *1*.

Mutihac V. (1955), *Cercetări geologice în regiunea dintre cristalinul Rodnei şi masivul eruptiv al Tibleşului*, D.S. Com. geol., **XXXIX** (1951—1952).

Pavelescu L. (1953), *Studiul geologic şi petrografic al masivului Tibleş*, An. Com. geol., **XXVI** (1950—1951).

Pătruţ I. (1952), *Geologia regiunii Beclean (Jud. Someş)*, D.S. Com. geol., **XXXVI**, Bucureşti.

Popescu Gh. (1970), *Planktonic Foraminiferal zonation in the Dej Tuff complex*, Rev. roum. de Géol., Géophys., Géogr., Série Géologie, **14**, *2*.

Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului (Studiu geomorfologic)*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

Szádeczky J. (1930), *Munţii ascunşi ai seriei cristaline mai vechi (seria întîia) din NV Ardealului*, D.S. Inst. geol. Rom., **XIV** (1925—1926).

Voicu Gh. (1958), *Paralelizarea micropaleontologică a formaţiunilor de miocen din regiunea Beclean (Bazinul ardelean) cu acelea din Subcarpaţii Munteniei (Studiu preliminar)*, C.R., **XXXVI** (1948—1949).

Voiteşti P. I. (1935), *Evoluţia geologico-paleogeografică a pămîntului românesc*, Rev. Muz. miner. Univ. Cluj, **V**, Cluj.

Intrat în redacţie la 4 aprilie 1973

Întreprinderea geologică de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide

PRECIZĂRI PRIVIND STRATIGRAFIA DE DETALIU A DEPOZITELOR MIOCENULUI INFERIOR DIN REGIUNEA MĂLDĂREȘTI—SLĂTIOARA (JUD. VÎLCEA)

DE

MARIOARA ORBOCEA

55(05)

Regiunea la care ne referim este situată la vest de valea Oltului, în sudul Depresiunii Polovragi—Horezu. Depozitele care aparțin miocenului inferior aflorează în culmile Măgura și Măguricea Slătioarei, care se dezvoltă cu direcție est—vest, de o parte și de alta a rîului Cerna (afluent al Oltului), pe teritoriul comunelor Măldărești și Slătioara.

De la început precizăm faptul că, din dorința unor paralelizări a depozitelor miocene de aici, cu cele din regiunile stratotipurilor Paratethysului central, în cadrul miocenului inferior am inclus aquitanianul și burdigalianul inferior, urmînd ca burdigalianul superior și cea mai mare parte a depozitelor helveține să fie atribuite miocenului mediu (Marioara Orbocea, 1972 *a*, *b*).

I. CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA DEPOZITELOR MIOCENULUI INFERIOR DIN REGIUNE

Primele date în legătură cu formațiunile miocene cele mai vechi din perimetrul cercetat de noi aparțin lui Gr. Ștefănescu (1894). Autorul atribuie în întregime conglomeratelor care constituie culmea Măgurei și Măguricei (pe care noi le considerăm ca fiind de vîrsta burdigaliană) vîrsta eocenă. Mai tîrziu, G. Murgoci (1907) consideră o parte din aceste conglomerate, și anume cele din extremitatea vestică a Măgurei Slătioarei și Măguricei, ca fiind de vîrstă oligocenă. Ulterior, V. Dragoș (1953) susține vîrsta oligocenă a conglomeratelor de Slătioara prin comparație cu conglomeratele de Muereasca, din valea Oltului. I. P. Voitești (1935) atribuie conglomeratelor de Slătioara, prin comparația cu cele de la Săcel — Gorj, vîrsta aquitaniană-burdigaliană, iar M. G. Filipescu

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 501—507, București, 1973

(1942), vîrsta burdigaliană. Aşadar, pînă la această dată unii autori au atribuit vîrsta eocenă, oligocenă, aquitanian-burdigaliană sau burdigaliană depozitelor pe care noi astăzi le considerăm burdigaliene.

Pentru prima dată, M. Popescu şi I. Moldovan[1], descriind depozitele aquitaniene din regiunea noastră, includ în ele atît depozitele atribuite de noi aquitanianului, cît şi cele care stau peste acestea, considerate de autorii mai sus menţionaţi ca reprezentînd corespondentul stratelor de Cornu, pe care noi le atribuim burdigalianului inferior. Aceeaşi ideie este susţinută şi mai tîrziu de aceşti autori (M. Popescu[2], I. Moldovan[3]). Fl. Olteanu şi colab. (1958) atribuie burdigalianului depozite care încep cu conglomerate şi se încadrează strict între aquitanianul cu gips şi sare şi conglomeratele de tip Brebu, atribuite helveţianului. A. Zberea şi colab.[4,5] în rapoartele sale privitoare la regiunea noastră, arată că depozite aquitaniene nu au fost semnalate la zi. E posibil, spune autorul, ca o parte din brecia inferioară de la Slătioara, pe care el o atribuie burdigalianului, să aparţină aquitanianului.

În lucrarea de faţă aducem unele precizări în legătură cu formaţiunile miocenului inferior mai sus discutate.

Astfel, sînt puse de noi pentru prima dată în evidenţă depozite datate biostratigrafic în mod sigur de vîrstă aquitaniană. Totodată, cu ajutorul microfaunei, separăm depozitele burdigaliene de cele aquitaniene.

II. CONSIDERAŢII LITO- ŞI BIOSTRATIGRAFICE

a Aquitanian (*pro-parte egerian*). Aceste depozite au fost sesizate de noi în dealul Măguricea. Ivirea lor este legată probabil de unele ridicări axiale ale depozitelor din fundament. Ele reprezintă de fapt partea superioară a aquitanianului. Formaţiunile de la limita oligocen (în facies de Pucioasa) — aquitanian nu sînt deschise în regiune.

Din punct de vedere litologic, aquitanianul din dealul Măguricea începe cu un pachet gros de 10 m de marne cenuşii-negricioase cu filme de nisip cu intercalaţii de gresii slab calcaroase micacee cu grosimi între 15 şi 20 cm. În sus se trece pe o grosime de 20 m la o alternanţă de nisipuri cenuşii-albicioase cu bobul de la fin la mijlociu, puternic presate în strate groase de 1 m, peste care stau argile cenuşii închise cu grosimi între 0,5 şi 0,8 m, cu frecvente oglinzi de fricţiune. În forajele executate în regiune, în baza seriei depozitelor descrise mai sus, s-au întîlnit argile pe alocuri slab marnoase, cenuşii-verzui, cu fragmente de anhidrit şi lame de sare.

---

[1] M. Popescu şi I. Moldovan (1952), *Cercetări geologice în regiunea Bumbeşti—Piţic—Slătioara*, Rap. geologic nr. 90, arh. M. M.P.G.

[2] M. Popescu (1954), *Memoriu geologic asupra colectării probelor de teren din Oltenia de nord pentru studiul micropaleontologic al Neogenului cuprinzînd şi o privire generală asupra stratigrafiei depozitelor neogene din Oltenia de nord*, tema 143, arh. I.C.P.H.I.

[3] I. Moldovan (1961), *Studiul geologic complex al Depresiunii Getice cu propuneri de noi lucrări de prospecţiuni şi explorare*, tema 102, I, L.G.

[4] A. Zberea, Maria Zberea, T. Chivu, F. Sîrbu, M. Oprea, V. Pavnotescu şi S. Popa (1963), *Raport de prospecţiuni geologice pentru cărbuni în regiunea valea Oltetului şi valea Otăsăului*, arh. Inst. geol.

[5] A. Zberea şi Maria Zberea (1969), *Raport geologic privind sinteza lucrărilor de cercetare geologică pentru cărbuni în zona neogenă dintre Dunăre şi valea Oltului*, arh. Inst. geol.

În depozitele aquitaniene nu am întîlnit macrofaună. Probele micropaleontologice colectate din marnele de la baza seriei ce apare la zi au un conținut sărac. El este reprezentat prin cîteva specii de foraminifere și spiculi de spongieri. Din aceste depozite, în profilul văii Cerna, M. G. Filipescu și Elisabeta Hanganu (1959), au descris numeroase forme de discoasteride de talie mare, menționate pentru prima dată în această regiune.

Probele micropaleontologice colectate de noi din nivelul argilos de la partea superioară a seriei se caracterizează printr-o asociație relativ bogată, constituită în special din foraminifere calcaroase cu puține forme aglutinante (tabelul nr. 1).

Urmărind răspîndirea pe verticală a formelor identificate, se observă că unele au o distribuție relativ largă, ele fiind întîlnite stratigrafic și mai jos în depozite de vîrstă oligocenă, iar altele sînt forme caracteristice miocenului. Speciile aparținînd genurilor *Cyclammina*, *Robulus*, *Eponides*, *Nonion* sînt citate de T. Buday și colab. (1965) în regiunea alpino-carpatică, caracteristice pentru aquitanian.

Am încercat o paralelizare a acestor depozite cu formațiunile miocenului inferior din Subcarpați, mai exact din sinclinalele de Slănic și Breaza.

Depozite heteropice cu cele puse în evidență de noi au fost descrise de Elena Bratu[6] și Alina Popovici (1971) la baza stratelor de Cornu, deasupra gipsurilor inferioare din valea Prahovei și Valea lui Sărăcilă, considerate de ambele autoare de vîrstă aquitaniană.

Prin caracterul său, microfauna din depozitele noastre este foarte apropiată de cea a aquitanianului molasei din Bavaria (T. Buday și colab., 1965), precum și de cea a stratotipului egerianului din domeniul Paratethysului central (I. Cicha și J. Seneș, 1968).

b *Burdigalianul inferior* (*eggenburgian*). Acesta aflorează în lungul culmii Măgurei și Măguricei, ca o fîșie orientată est—vest. Depozitele lui sînt reprezentate litologic printr-un facies neritic sublitoral, dispus în continuitate de sedimentare cu depozitele subjacente. Seria începe în bază cu un pachet gros pînă la 30 m de nisipuri cenușii și cenușii-verzui, peste care se așază un microconglomerat breciform, vinețiu, gros de 50 m, cu elemente în majoritate formate din șisturi cristaline, mai rar din calcare, gresii mezozoice, precum și intercalații lenticulare de marne și argile. Aceste depozite sînt lipsite de macrofaună.

Microfauna colectată din intercalațiile lenticulare marnoase și argiloase este considerabil mai bogată în specii și indivizi față de cea înregistrată în depozitele subjacente (tabelul nr. 1).

Urmărind evoluția ei pe verticală, observăm că la formele existente din aquitanian se adaugă treptat noi genuri și specii caracteristice miocenului. Conținutul microfaunistic al acestor depozite a fost corelat cu cel al stratelor de Coruș din Bazinul Transilvaniei, a căror vîrstă pro-parte burdigaliană a fost precizată pe baza faunei de pectinide (V. Agheorghiesi, I. Costea, 1961; A. Rusu și G. Popescu, 1965; N. Șuraru, 1970).

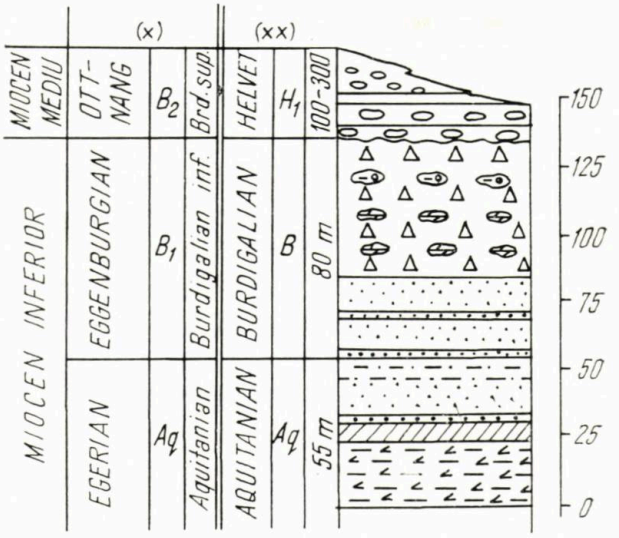
De asemenea, prin comparație, microfauna acestor depozite are un conținut apropiat și cu al stratelor de Cornu din Subcarpați.

[6] Elena Bratu (1965), *Studiul micropaleontologic al depozitelor de la limita Pg-Ng din sinclinalul de Slănic*, Rap. geologic, problema VI/60, arh. Inst. geol.

Tabelul nr. 1

Microfauna din depozitele miocenului inferior din dealurile Măguricea și Măgura Slătioarei

Nr. crt.		Denumirea genurilor și speciilor	Aquitanian (pro-parte egerian)	Burdigalian inferior (eggenburgian)
1		*Bathysiphon*		×
2		*Cyclammina* aff. *bradyi* Cush.		×
3		*Cyclammina acutidorsata* (Hantken)		×
4		*Cyclammina gracilis* Crzyb.	×	
5	+	*Haplophragmoides* sp.		×
6	+	*Textulariella sagitula* Def.		×
7		*Vulvulina* sp.		×
8		*Valvulina* sp.		×
9		*Martinotiella communis* (d'Orb.)		×
10		*Textulariella* sp.		×
11		*Schenckiella occidentalis* Cush.		×
12		*Quinqueloculina seminuhum* Linné		×
13	+	*Robulus alato-limbosus* (Gümbel)	×	
14		*Robulus limbosus* Reuss		×
15	+	*Dentalina multilineata* Born.		×
16		*Nodosaria affinis* Reuss	×	
17	+	*Nodosaria aspera* Reuss		×
18		*Nodosaria pyrula* d'Orb.		×
19		*Saracenaria* sp.	×	
20		*Lagena affinis* Reuss		×
21		*Lagena globosa* (Montagu)		×
22		*Palaeopolymorphyna* sp.		×
23	+	*Guttulina communis* d'Orb.		×
24		*Enantiodentalina* sp.		×
25		*Globulina gibba* d'Orb.	×	
26		*Bolivina dilatata dilatata* Reuss	×	
27	+	*Bolivina spathula* William		×
28		*Bulimina* cf. *inflata* Seq.		×
29		*Bulimina pupoides* d'Orb.		×
30		*Bulimina pyrula* d'Orb.	×	×
31		*Entoselenia orbignyana* (Seq.)		×
32		*Virgulina* sp.	×	
33		*Asterigerina carinata* d'Orb.		×
34	+	*Asterigerina planorbis* d'Orb.		×
35		*Uvigerina asperula* Czjzek		×
36		*Uvigerina macrocarinata* Papp et Tourn.		×
37	+	*Pleurostomella clavata* Cush.		×
38		*Dscorbis conicus* Djan.		×
39	+	*Discorbis vilardeboana* d'Orb.		×
40		*Gyroidina* danvillensis (Howe et Wallace)		×
41	+	*Gyroidiana soldanii* (d'Orb.)		×
42	+	*Eponides schreibersi* d'Orb.		×
43	+	*Eponides umbonatus* Reuss	×	×
44	+	*Rotalia beccarii* Linné		×
45	+	*Epistomina* sp.		×
46	+	*Gumbelina globosa* (Ehrenb.)	×	×
47		*Pseudotextularia elegans* Rzehak	×	
48	+	*Pseudotextularia varians* Rzehak		×
49	+	*Globotruncana linnaeana* (d'Orb.)		×
50	+	*Globorotalia(T.) scitula praescitula* Blow		×
51		*Globorotalia* (*T.*) *zealandica* Horn.	×	×
52		*Globorotalia* (*T.*) aff. *zealandica* Horn.	×	



Legenda

Conglomerat

Nisip

Gresie

Marnă

Argilă gipsiferă

Argilă

Brecie

× *Orizontarea adoptată de autor prin paralelizare cu cronostratigrafia Paratethysului central*

×× *Orizontarea adoptată de Fl. Olteanu și colab. (1958) A. Zberea și colab. (1963, 1969, 1970)*

Coloana litostratigrafică sintetică a depozitelor miocenului inferior din regiunea Mălădărești — Slătioara.

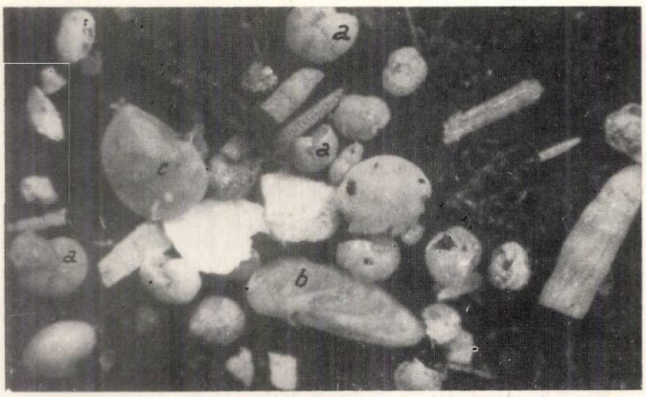


Fig. 1. — Asociația microfaunistică a părții superioare a aquitanianului (pro-parte egerian) (× 40).

a, *Cyclammina gracilis*; *b*, *Saracenaria* sp.; *c*, *Robulus alato-limbosus* (Gümbel).

Fig. 2. — Asociația microfaunistică a burdigalianului inferior (eggenburgian) din intercalațiile lenticulare marnoase din microconglomeratele breciforme (× 40).

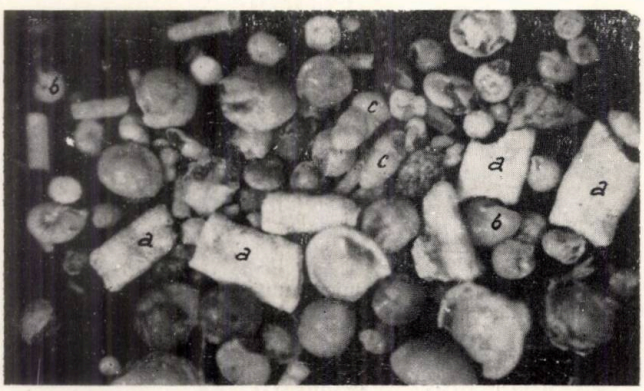


Fig. 3. — Asociația microfaunistică a burdigalianului inferior (eggenburgian) întîlnită în intercalațiile lenticulare argiloase din microconglomeratele breciforme (× 40).

a. *Bathysiphon* sp.; *b*, *Cyclammina* aff. *bradyi* Cush.; *c*. *Schenckiella occidentalis* Cush.

Tabelul nr. 1 (continuare)

Nr. crt.	Denumirea genurilor și speciilor	Aquitanian (pro-parte egerian)	Burdigalian inferior (eggenburgian)
53	*Globigerina ampliapertura* Bolli		×
54	*Globigerina bulloides* d'Orb.		×
55	*Globigerina ciperoensis* Bolli		×
56	*Globigerina officinalis* Subb.		×
57	*Globigerina opima* Bolli		×
58	*Globigerina praebulloides* Blow		×
59	*Globigerina venezuelana* Hedberg		×
60	*Globigerinoides trilobus* Reuss		×
61	*Globoquadrina dissimilis* Cush. et Berm.		×
62	*Sphaeroidinellopsis* sp.		×
63	*Cibicides pseudoungerianus* Cush.		×
64	*Cibides refulgens* (Montfort)		×
65	*Cibicides ungerianus* (d'Orb.)		×
66	*Nonion depresulum* (W. et J.)		×
67	*Nonion germanium* (Ehrenberg)	×	×
68	*Nonion pompiloides* (Fichtel et Moll)	×	
69	*Nonion soldanii* d'Orb.		×
70	*Pullenia quinquelobata* Cush.		×
71	*Anomalina* sp.		×

+ Specii care au mai fost citate și de alți autori pentru regiunea respectivă.

O corelare strictă a depozitelor noastre cu cele ale miocenului inferior din regiunile stratotipurilor Paratethysului central, mai exact cu depozitele eggenburgianului separat de A. Papp și colab. (1968), este foarte grea. Cunoaștem că separarea holostratotipului eggenburgian, cu care s-ar putea paraleliza depozitele noastre, a fost făcută în special pe baza faunei de moluște și de foraminifere mari — miogipsine, forme care la noi lipsesc. Totuși nu putem trece cu vederea că stratele de Coruș, unanim recunoscute ca depozite burdigaliene, conțin o macro- și microfaună care se corelează perfect cu fauna eggenburgianului (N. Șuraru, 1970).

De asemena, pe baza unor corelări de macro- și microfaună (Elena Bratu, 1965; Alina Popovici, 1971), reiese clar că și stratele de Cornu din Subcarpați se pot paraleliza cu seria de Eggenburg din bazinul extra-alpin al Vienei și respectiv cu partea superioară a stratelor de Lužice din molasa Austriei de sud.

Microfauna determinată de noi în depozitele burdigalianului inferior cuprinde multe forme comune cu cele din Bazinul Vienei. Mai mult decît atît, microfauna din intercalațiile argiloase ale acestor depozite cuprinde în explozie forme de *Bathysiphon* și *Cyclammina* cu specii caracteristice părții inferioare a seriei de Lužice, strict corelabile cu cele de la Eggenburg (T. Buday și colab., 1965).

În concluzie, considerăm îndreptățită paralelizarea depozitelor burdigalianului inferior din regiunea noastră cu cele eggenburgiene.

SPECIFICATIONS CONCERNING THE DETAIL STRATIGRAPHY OF THE LOWER MIOCENE DEPOSITS FROM THE MĂLDĂREȘTI – SLĂTIOARA REGION (VÎLCEA DISTRICT)

SUMMARY

In the lower deposits from Măgura and Măguricea Slătioarei hills, which are known for a long time as having a biostratigraphical position submitted to controversial interpretation, the micropaleontological data used by the author give for the first time the possibility to establish their aquitanian (egerian pro-pars) age.

By this micropaleontological information, deposits belonging to the Lower Burdigalian (Eggenburgian) have also been identified here as formations with an age identical to the classical Cornu Beds from the Eastern Carpathian Arc Bend.

At the same time a correlation was attempted between the Lower Miocene deposits from the Getic Depression and the holostratotypes of the newly established stages, typical to the Central Paratethys region.

BIBLIOGRAFIE

Agheorghiesi V., Costea I. (1961), *Date noi asurpra stratigrafiei Paleogenului și Miocenului din nord -vestul Transilvaniei*, Com. Asoc. geol. carp. balc., Congr. V, București.

Buday T., Cicha I., Seneș J. (1965), *Miozän der Westkarpaten*, Geologický Ustav Diosiyza Stura, Bratislava.

Cicha I., Seneș J. (1968), *Sur la position du Miocène de a Paratéthys Centrale, dans le cadre du Tertiaire de l'Europe*, Geologický Sbornik-Geologica Carpathica, **XIX**, 1, Bratislava.

Dragoș V. (1953), *Cercetări geologice asupra regiunii dintre rîul Topolog și Olt*, D.S. Inst. geol., **XXXVII** (1949–1950).

Filipescu M. G., Hanganu Elisabeta (1959), *Asupra prezenței unor depozite cu Discoasteride în Terțiarul din nord-vestul Olteniei*, St. cerc. geol., **VI**, *2*.

Murgoci G. (1907), *Terțiarul din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom., **I**.

Olteanu Fl., Popescu M., Iorgulescu T. (1958), *Contribuții la cunoașterea stratigrafiei neogenului din Oltenia și din Muntenia*, Studii și cercetări de explorarea, exploatarea și prelucrarea țițeiului, Edit. științifică, București.

Orbocea Marioara (1972 *a*), *Stratigrafia depozitelor miocene și pliocene dintre valea Tărtia și valea Luncavățului (jud. Vîlcea)*, rezumatul tezei de doctorat, I.P.G.G.

Orbocea Marioara (1972 *b*), *Contribuții la stratigrafia depozitelor miocenului mediu dintre valea Luncavățului și valea Cernei (jud. Vîlcea)*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, **17**, *2*.

Papp A., Grill R., Janoschek J., Kapounek I., Kollman K., Turnovsky K. (1968), *Nomenclature of the Neogene of Austria*, Sonderabbruch aus den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1–2. Wien.

Popescu-Voitești I. (1935), *Privire generală asupra structurii și evoluției morfologice a județului Gorj*, An.Lic. „Tudor Vladimirescu", Tg. Jiu (1925–1935).

Popovici Ancuța-Alina (1971), *Contribution à la connaissance de la faune burdigalienne de Cornu (Valea Prahovei)*, Rev. roum. Géol., Géophys., Geogr., Serie Géologie, **15**, *1*.

Rusu A., Popescu G. (1965), *Contribuții la stratigrafia miocenului inferior din nord-vestul Bazinului Transilvaniei*, St. cerc. geol., geofiz., Seria geologie, **10**, *2*.

Șuraru N. (1970), *Stratigrafia depozitelor terțiare din bazinul inferior al văii Almașului (NV Transilvaniei) cu privire specială asupra celor miocen-inferioare*, rezumatul tezei de doctorat, București.

ȘTEFĂNESCU GR. (1894), *L'âge géologique du conglomérat de Săcel, Jud. Gorjiu*, Bul. Soc. Geol. France, Serie 3, **XXII**.

VOICU GH. (1953), *Studiul micropaleontologic al stratelor de Cornu de pe flancul sudic al cuvetei de Slănic între valea Prahovei și valea Vărbilăului*, An. Com. geol. **XXVI**.

* * * *Chromostratigraphie und Neostratotypen. Miozän* M_1 *Eggenburgien*, Vydavatelstvo Slovenskey Akademie Vied. Bratislava 1971.

Primit în redacție la 14 mai 1973.

Institutul de petrol, gaze și geologie

ZONELE MICROFACIALE ȘI LIMITA JURASIC-CRETACIC ÎN CARPAȚII ORIENTALI (MUNȚII HĂGHIMAȘ) ȘI ÎN PLATFORMA MOESICĂ

DE

O. DRAGASTAN, R. MUȚIU, C. VINOGRADOV

55(05)

Faciesurile carbonatice de geosinclinal și de platformă din România oferă condiții optime pentru studiul corelat (macro-microfaunistic și floristic) al limitei jurasic-cretacic. Am considerat că regiunea Hăghimaș și sectorul central-vestic al Platformei Moesice pot oferi profile tip de studiu pentru formațiuni de geosinclinal și de platformă.

REGIUNEA HĂGHIMAȘ (SECTORUL CHEILE BICAZULUI)

Munții Hăghimaș sînt situați în partea centrală a Carpaților Orientali, structural făcînd parte din zona cristalino-mezozoică (fig. 1).

Primele studii geologice asupra acestei regiuni datează din anul 1856, prin Fr. Hauer, apoi Fr. Herbich (1860, 1866, 1878), M. Neumayr (1871, 1873), E. Jekelius (1922), care aduc contribuții stratigrafice și paleontologice asupra stratelor cu *Acanthicum* și a calcarelor de Stramberg. I. Atanasiu (1919—1939) realizează o primă hartă de detaliu asupra regiunii, stabilind și cadrul stratigrafic al mezozoicului din sinclinalul Hăghimaș. Contribuții ulterioare privind stratigrafia sau tectonica acestei zone au fost aduse de: I. Băncilă (1941, 1958), D. Patrulius (1957, 1960, 1969), I. Preda și M. Pelin (1962—1965), M. Pelin (1967), I. Preda (1969), M. Săndulescu (1967—1971), O. Dragastan (1968—1972) și C. Grasu (1969—1971).

1. ZONE MICROFACIALE CARACTERISTICE JURASICULUI SUPERIOR ȘI CRETACICULUI INFERIOR DIN MUNȚII HĂGHIMAȘ (CARPAȚII ORIENTALI)

În Munții Hăghimaș (Carpații Orientali) depozitele jurasicului superior din cadrul pînzei Hăghimașului (M. Săndulescu, 1967) cuprind: *stratele cu „Acanthicum"* și *complexul calcarelor de Stramberg.*

St. cerc. geol., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 509—533, București, 1973

În cadrul stratelor cu „*Acanthicum*" s-au separat următoarele zone din bază către partea superioară: *zona cu Protoglobigerinae* (I), *zona cu Saccocoma* (II) și *zona cu „Paalzowella"* (III) care corespund biostratigrafic zonelor de amoniți cu: *Platynota*, *Hypselocyclum*, *Uhlandi*, *Acanthicum*, *Beckeri*, *Lithographicum* și *Ulmense* (fig. 2).

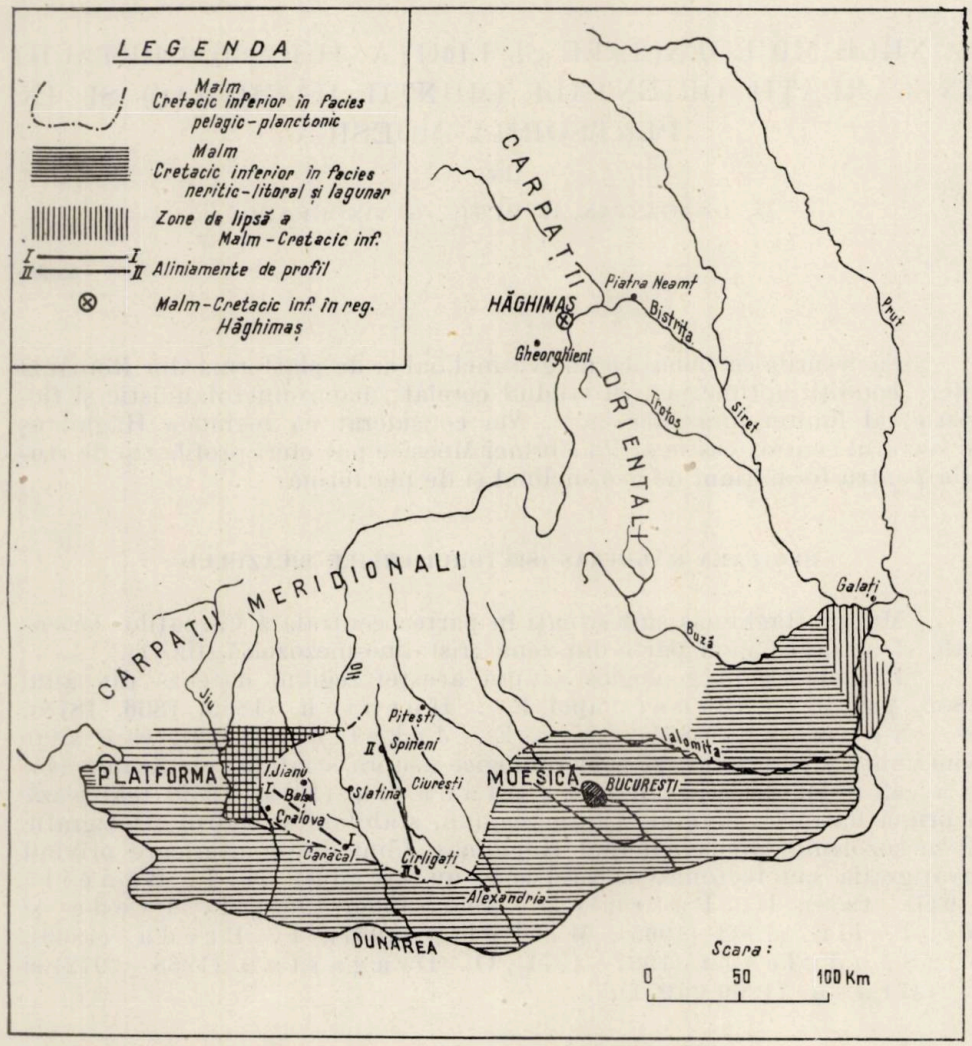


Fig. 1. — Schița suprafețelor cercetate.

I. Zona cu Protoglobigerinae

Zona cu Protoglobigerinae (Partial range Zone) este o zonă de extindere parțială. Limita inferioară este dată de momentul apariției protoglobigerinelor, iar cea superioară de apariția crinoidului planctonic *Saccocoma*

sp. Zona se dezvoltă pe o grosime de 9—10 m şi acoperă în totalitate orizontul inferior al calcarelor nodulare roşii, micritice sau pelmicritice, ca şi partea inferioară a orizontului mediu reprezentat prin calcare micritice cenuşii-verzui cu intercalaţii de gresii pelitoidale.

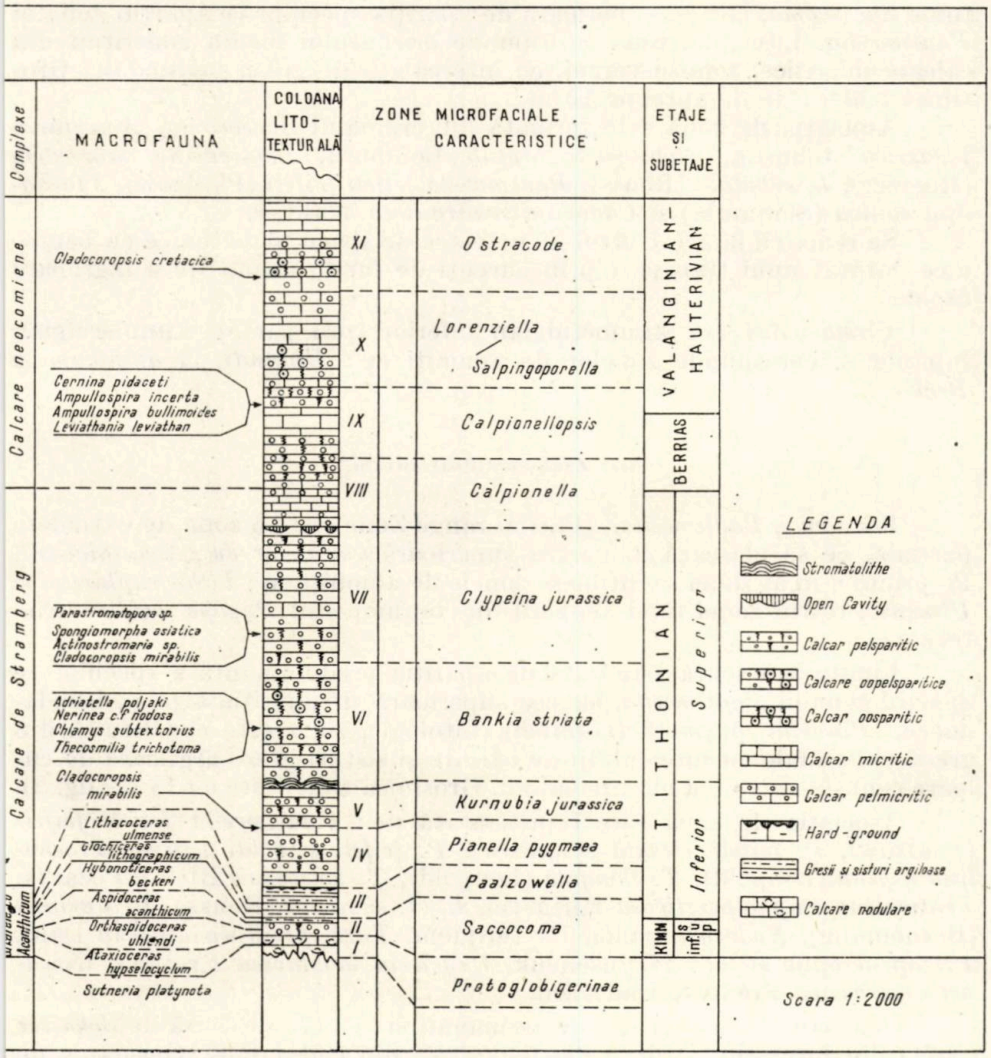


Fig. 2. — Zone microfaciale în jurasicul superior şi cretacicul inferior din Munţii Hăghimaş (Carpaţii Orientali).

Asociaţia de zonă este constituită din : *Protoglobigerinae*, *Cadosina fusca* Wanner, *Stomiosphaera minutissima* Colom, *Lenticulina subquadrata* (Terquem), *L. muensteri* (Roemer), *Nodobacularia* sp. şi rare piese de *Saccocoma*.

Vîrsta zonei este kimmeridgian inferior respectiv zonele de amoniţi cu *Platynota* şi *Hypselocyclum* (fig. 2).

II. Zona cu Saccocoma

Zona cu Saccocoma (Partial range Zone) este o zonă de extindere parțială la care limita inferioară este marcată de apariția crinoidului planctonic *Saccocoma*, iar cea superioară de apariția speciilor ce aparțin genului *Paalzowella*. Litologic, zona corespunde orizontului mediu constituit din calcare micritice, cenușii-verzui, cu intercalații de gresii pelitoidale. Grosimea zonei este de aproape 10 m.

Asociația de zonă este formată din crinoidul *Saccocoma*, *Acicularia jurassica* Johnson, *Globochaete alpina* Lombard, *Lenticulina muensteri* (Roemer), *L. subalata* (Reuss), *Paalzowella feifeli feifeli* (Paalzow), *Trocholina conica* (Schlumb.) și *Cadosina semiradiata* Wanner.

Se remarcă la acest nivel un amestec de specii planctonice cu bentonice datorat unui transport prin curenți de fund, urmat de o îngropare rapidă.

Vîrsta zonei este kimmeridgian inferior (pro parte) - kimmeridgian superior și corespunde zonelor de amoniți cu : *Uhlandi*, *Acanthicum* și *Beckeri*.

III. Zona cu „Paalzowella"

Zona cu „Paalzowella" (Partial range Zone) este o zonă de extindere parțială, ce se plasează la partea superioară a *stratelor cu „Acanthicum"*. Pe primii 6 m ai zonei se întîlnesc zonele de amoniți cu : *Lithographicum* și *Ulmense*, restul zonei fiind acoperit de brahiopodul *Pygope janitor* (Pictet).

Limita inferioară este dată de apariția predominantă a speciilor ce aparțin genului *Paalzowella*, iar cea superioară de apariția algelor dasicladacee, *Pianella pygmaea* (Gümbel). Litologic, zona este constituită din gresii pelitoidale cu intercalații de calcare și șisturi grezo-argiloase de culoare cenușie-verzui cu nuanțe gălbui. Grosimea zonei este de 13 m (fig. 2).

Asociația de zonă este reprezentată de : *Paalzowella feifeli feifeli* (Paalzow), *P. feifeli elevata* (Paalzow), *P. feifeli seiboldi* Lutze, *Trocholina alpina* (Leupold), *T. elongata* (Leupold), *T. solecensis* Biel. & Pozarys. *Lenticulina omphalovorticosa* Farinacci, *L.* cf. *subalata* (Reuss), *L. Varians* (Bornemann), *Nodosaria mutabilis* Terquem, *Turrispirillina amoena* Dain, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Cayeuxia moldavica* Frollo și *Girvanella jurassica* Frémy & Dangeard.

În ansamblu, asociația este asemănătoare cu cea descrisă de *Schairer* (1971) din formațiunea de „ Plattenkalke" din sudul R.F. Germania de vîrstă tithonic inferior.

Vîrstă zonei este *tithonic* inferior.

Limita kimmeridgian-tithonic se plasează între zonele de amoniți cu *Beckeri* și *Lithographicum* (fig. 2).

Peste stratele cu „ *Acanthicum*" în continuitate de sedimentare se dispun complexul calcarelor de Stramberg sensu Herbich 1878. În cadrul acestui complex s-au separat zonele :

IV. Zona cu Pianella pygmaea

Zona cu Pianella pygmaea (Partial range Zone) este o zonă cu extindere parţială, la care limita inferioară este marcată de apariţia algei *Pianella pygmaea* (Gümbel), iar cea superioară de apariţia foraminiferului *Kurnubia jurassica* (Henson).

Litologic, zona începe prin calcare micritice care sînt înlocuite pe tot parcursul zonei de pelsparite (fig. 2). Grosimea zonei este de 30 m.

Asociaţia zonei este constituită din : *Pianella pygmaea* (Gümbel), *Hikorocodium fertilis* Endo, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Clypeina parvula* Carozzi, *Trocholina alpina* (Leupold), *T. Elongata* (Leupold), *T. solecensis* Biel. & Pozarys., „*Mercierella*" *dacica* Dragastan şi uneori *Favreina salevensis* (Parejas). Alături de speciile menţionate apar şi numeroase tipuri de „ microoncolithe".

Vîrsta zonei este tithonic inferior.

V. Zona cu Kurnubia jurassica

Zona cu Kurnubia jurassica (Acrozone) este o zonă cu limita inferioară şi superioară caracterizată de evoluţia în totalitatea sa a foraminiferului *Kurnubia jurassica* (Henson), de apariţia şi dispariţia acesteia. Calcarele ce formează zona sînt predominant pelsparitice, uneori micritice spre partea superioară a zonei. Grosimea zonei este de 15—20 m.

Asociaţia de zonă este reprezentată prin : *Kurnubia jurassica* (Henson) *Cylindroporella arabica* Elliott, *Acicularia elongata* Carozzi, *Lithocodium morikawai* Endo, *Conicospirillina basiliensis* Mohler şi frecvent „ microoncolithe".

Vîrsta zonei este tihtonic inferior.

Tithonicul superior în regiunea Hăghimaş (Carpaţii orientali) a fost separat numai pe baze microfaciale.

VI. Zona cu Bankia striata

Zona cu Bankia striata (Partial range Zone) este o zonă de extindere parţială la care limita inferioară este dată de apariţia speciei *Bankia striata* (Carozzi), iar limita superioară de apariţia algei *Clypeina jurassica* (Favre).

Zona începe printr-un *nivel stromatolithic*, important din punct de vedere stratigrafic dar şi sedimentologic, care marchează debutul unui nou ciclu de sedimentare (fig. 2).

Calcarele din cadrul zonei sînt pelsparite, oosparite, oopelsparite şi mai rar pelmicrite. Grosimea zonei este de 60—70 m.

Macrofauna întîlnită în această zonă este tipic recifală fiind formată din : *Thecosmilia trichotoma* (Goldf.), *Adriatella poljaki* Milan, *Heliocoenia* sp., *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Parastromatopora* sp., *Actinostromaria* sp., *Nerinea* cf. *nodosa* (d'Orb.) şi *Cidaris* sp. (fig. 2).

Asociaţia de zonă este constituită din : *Bankia striata* (Carozzi), *Pseudoepimastopora jurassica* Endo, *Pianella johnsoni* Dragastan, *Boueina hochstetteri* (Toula), *Cayeuxia piae* Frollo, *C. anae* Dragastan, „*Clypeina*"

parvissima Dragastan, *Ammobaculites* sp., *Acervulina* sp. și *Glomospirella* sp.

Considerăm zona cu *Bankia striata* utilă în trasarea limitei dintre tithonicul inferior și tithonicul superior, fiind o zonă cu dezvoltare regională care a fost întîlnită la același nivel în Carpați, Dinarici, Apenini, Ceveni și în împrejurimile Lisabonei (Portugalia).

Vîrsta zonei este tithonic superior.

VII. Zona cu Clypeina jurassica

Zona cu Clypeina jurassica (Acrozone) este o zonă la care limita inferioară este marcată de apariția algei *Clypeina jurassica* (Favre), iar limita superioară de dispariția acesteia.

Litologic, zona este reprezentată prin calcare pelsparitice și pelmicritice sau calcare construite de tip biolitite. Grosimea zonei este de 60 — 70m.

Macrofauna întîlnită la partea inferioară a zonei este constituită din : *Spongiomorpha asiatica* (Yabe & Sugiyama), *Tubuliella* sp., frecvente serpulide.

Asociația de zonă este formată din : *Clypeina jurassica* (Favre), *Pseudoepimastopora jurassica* Endo, *Pianella johnsoni*, *Ortonella lemoineae* Dragastan, *Nipponophycus ramosus* Yabe & Toyama, *Diversocallis* n. sp., *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), *Rectocyclammina chouberti* Hottinger și *Nodophthalmidium jurassicum* Carozzi.

Vîrsta zonei este tithonic superior și precede totdeauna instalarea faciesului planctonic cu calpionele.

LIMITA JURASIC-CRETACIC ÎN REGIUNEA HĂGHIMAȘ (CARPAȚII ORIENTALI)

Limita jurasic-cretacic în regiunea Hăghimaș prezintă unele aspecte particulare. Lipsa unei faune bogate de amoniți în intervalul tithonic-valanginian, ca și dezvoltarea sub un facies impropriu acestora au impus necesitatea folosirii unei scări biostratigrafice bazată pe calpionele, dasicladacee și lituolide.

Macrofauna întîlnită în regiunea Munților Hăghimaș corespunde faciesului pelagic planctonic cu *Berriasella* cf. *privasensis* (Pictet) ce indică vîrsta berriasianului mediu pentru o parte din calcare și *Neocomites neocomiensis* (d'Orb). care indică valanginianul, seria neocomiană fiind însoțită alături de amoniți și de calpionele. În aceeași regiune, tot în neocomian, se întîlnește și faciesul neritico-recifal cu *Leviathania leviathan* (Pictet & Campiche), *Ampullospira bullimoides* (d'Orb.), *A. incerta* Pcelincev, *Trochonatica helvetica* (Pictet & Campiche), *Cernina pidaceti* (Coquand), *Isocardia neocomiensis* (Agassiz) și *Pholadomya* sp., asociație ce indică valanginianul inferior și este însoțită uneori de calpionele, dasicladacee și lituolide chiar de la nivelul berriasianului.

a. ÎNCERCARE DE SEPARARE A ZONELOR PE BAZA ASOCIAŢIILOR DE CALPIONELE

Asociaţiile de calpionele întîlnite în regiunea Hăghimaş au o frecvenţă redusă în indivizi specifici, fapt datorat probabil faciesului impropriu dezvoltării acestor organisme. Cu toate acestea s-a stabilit o scară fondată pe zone standard de calpionele avînd la bază zonele stabilite de A l l e m a n n şi colab. (1971) pentru provincia vest mediteraneană.

Astfel au fost separate zonele : cu *Calpionella* (VIII), cu *Calpionellopsis* (IX) şi cu *Lorenziella* (X).

VIII. Zona cu Calpionella

Zona cu Calpionella este o zonă standard care a fost separată pe baza predominanţiei speciilor ce aparţin genului *Calpionella* Lorenz.

Litologic, zona este formată din calcarenite şi calcare pelsparitice, pelmicritice şi mai rar micritice. Grosimea zonei este de 30—40 m.

După datele existente, limita tithonic-berriasian s-ar plasa în cadrul zonei cu *Calpionella* (vezi F. Allemann şi colab., 1971). Considerăm că această limită s-ar plasa în momentul apariţiei loricelor cu habitus oval eliptic, ceva mai mari de *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu). Acest tip de lorică apare în cretacic, fiind un moment evolutiv şi chiar filogenetic care ar permite trasarea limitei în chestiune.

Asociaţia de zonă este reprezentată prin : *Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *T. remanei* Borza, *Calpionella elliptica* Cadisch şi rar *Crassicollaria parvula* Remane. Tithonicul superior este caracterizat de predominanţa speciei *Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), tip cu lorica mică, şi *T. remanei* Borza. În schimb, berriasianul inferior şi mediu (pro parte) este reprezentat prin : *Calpionella alpina* Lorenz destul de frecvent, *C.elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), tip cu lorica mai mare oval eliptică cu care ar începe berriasianul (fig. 3). Semnalăm că la acest nivel C . G r a s u a întîlnit *Bariasella* cf. *privasensis* (Pictet).

Vîrsta zonei este tithonic superior-berriasian inferior şi mediu (pro parte).

IX. Zona cu Calpionellopsis

Zona cu Calpionellopsis este o zonă standard (F . A l l e m a n n şi colab., 1971) şi a fost separată pe baza predominanţei speciilor ce aparţin genului *Calpionellopsis* Colom.

Litologic, este constituită din calcare pelsparitice sau micritice, grosimea zonei fiind de 30—40 m.

Asociaţia de zonă este reprezentată de : *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *C. simplex* (Colom), *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), tip cu lorica mare oval cilindrică, şi *T. longa* Colom. (fig. 3).

Macrofauna întîlnită se plasează la partea mediană a zonei, fiind reprezentată prin : *Leviathania leviathan* (Pictet & Campiche), *Ampullospira bullimoides* (d'Orb.), *A. incerta* Pcelincev, *Cernina pidaceti* (Coquand) și altele (fig. 2)., care atestă vîrsta valanginian inferior.

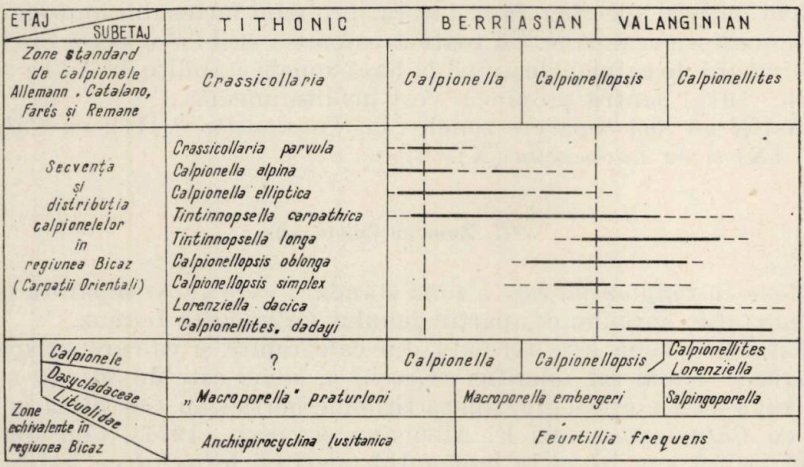


Fig. 3. — Secvența și distribuția calpionelelor în regiunea Bicaz (Carpații Orientali).

Vîrsta zonei este berriasian mediu (pro parte) -superior — valanginian inferior.

Limita berriasian-valanginian se plasează odată cu apariția speciei „*Calpionellites*" *dadayi* Knauer alături de *Calpionellopsis* și *Tintinnopsella* (fig. 3).

X. Zona cu Lorenziella

Zona cu Lorenziella este o zonă standard care se separă în momentul apariției speciei de *Lorenziella dacica* (Filipescu & Dragastan). Această zonă marchează etapa finală din evoluția grupului de calpionele, după care speciile dispar (fig. 3).

Litologic, zona este formată din calcare micritice, grosimea zonei fiind de 15—20 m (fig. 2).

Asociația de zonă prezintă un fond de specii remanent din zona precedentă la care se adaugă ca apariții noi *Lorenziella dacica* (Filipescu & Dragastan) și „*Calpionellites*" *dadayi* Knauer. În regiunea Hăghimaș nu s-a întîlnit specia de zonă *Calpionellites darderi* (Colom) în scara lui Allemann și colab. (1971).

b. ÎNCERCARE DE SEPARARE A ZONELOR DIN INTERVALUL TITHONIC SUPERIOR-VALANGINIAN INFERIOR PE BAZA ALGELOR DIN FAMILIA DASYCLADACEAE

Deoarece faciesul cu calpionele nu se întîlnește în toate masivele ce formează regiunea Munților Hăghimaș, s-a încercat separarea unor zone în intervalul amintit după cum urmează : *zona cu* „*Macroporella*" *pra-*

turloni (VIII), *zona cu Macroporella embergeri* (IX) şi *zona cu Salpingoporella annulata* (X) (fig. 4).

VIII. Zona cu „Macroporella" praturloni

Zona cu „Macroporella" praturloni (Partial range Zone) este o zonă cu extindere parţială, la care limita inferioară este marcată de apariţia speciei „*Macroporella*" *praturloni*, iar limita superioară de apariţia speciei *Macroporella embergeri*. Prin comparaţie cu zonele de calpionele, zona cu „*M*". *praturloni* are un interval mai larg de evoluţie ce ar corespunde zonelor cu *Crassicollaria* (?) şi *Calpionella* (pro parte) (fig. 4).

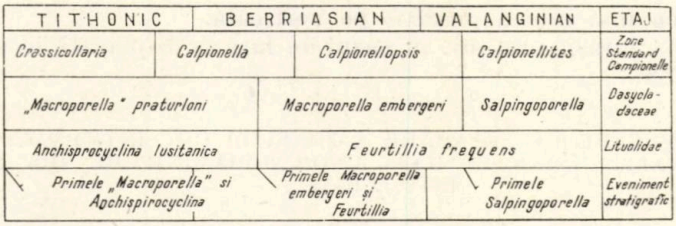


Fig. 4. — Zone echivalente în intervalul tithonic superior-valanginian din valea Bicazului.

Asociaţia de zonă este constituită din: „*Macroporella*" *praturloni* Dragastan, *Likanella* sp., *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Trocholina alpina* (Leupold) şi rar *Calpionella alpina* Lorenz şi *C. elliptica* Cadisch.

Vîrsta zonei este tithonic superior-berriasian inferior.

IX. Zona cu Macroporella embergeri

Zona cu Macroporella embergeri (Partial range Zone) este o zonă cu extindere parţială, la care limita inferioară este marcată de apariţia speciei *Macroporella embergeri*, iar cea superioară de apariţia speciei *Salpingoporella annulata*.

Asociaţia de zonă este reprezentată de: *Macroporella embergeri* Bouroullec & Deloffre, *Heteroporella lemoineae* Dragastan, *Actinoporella podolica* Alth, *Likanella campanensis* Azéma & Jaffrezo, *Clypeina? solkani* Conrad & Radoicic, *Radoiciciella subtilis* Dragastan, alături de *Trocholina elongata* (Leupold) şi *Feurtillia frequens* Maync. Prezenţa sporadică a calpionelelor, mai ales a speciei *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), precizează, alături de dasicladacee, vîrsta zonei ca berriasian mediu-valanginian inferior (fig. 4).

X. Zona cu Salpingoporella annulata

Zona cu Salpingoporella annulata (Acrozone) este zona la care limita inferioară este marcată de apariţia speciei, în timp ce limita superioară de dispariţia ei.

Asociația de zonă este formată din : *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Clypeina? solkani* Conrad, *Heteroporella lemoinei* Dragastan, *Lacrymorphus cataeneformis* Radoicic, *Trocholina elongata* (Leupold), *Feurtillia frequens* Maync.

Vîrsta zonei este valanginiană.

În concluzie, zonele separate pe baza speciilor din familia *Dasycladaceae* au valori mai largi temporale în raport cu cele fondate pe baza speciilor de calpionele. Faptul că aceste zone sînt fondate pe specii bentonice nu împietează folosirea lor în separarea unor unități biostratigrafice, deoarece răspîndirea lor, cel puțin pe orizontală, este deja demonstrată în cazul zonelor cu *Praturloni* și *Embergeri*, prima întîlnită în berriasianul din provincia Murcia (Spania), iar ultima în berriasian-valanginianul din Bazinul Aquitaniei și Basse Provence (Franța), rămînînd pe viitor conturarea evoluției lor cu mai multă precizie pe verticală.

Limita jurasic-cretacic în cazul de față ar fi plasată în cadrul zonei cu *Praturloni*.

c. ÎNCERCARE DE SEPARARE A ZONELOR DIN INTERVALUL TITHONIC SUPERIOR-VALANGINIAN PE BAZA UNOR FORAMINIFERE DIN FAMILIA LITUOLIDAE

În raport cu scara bazată pe dasicladacee, scara separată pe baza foraminiferelor din familia *Lituolidae* este mai simplă, fiind redusă în intervalul amintit la două zone : cu *Anchispirocyclina lusitanica* (VIII) și cu *Feurtillia frequens* (IX—X) (fig. 4).

VIII. Zona cu Anchispirocyclina lusitanica

Zona cu Anchispirocyclina lusitanica (Partial range Zone) este o zonă cu extindere parțială la care limita inferioară este marcată de apariția acestei specii, iar limita superioară de apariția speciei *Feurtillia frequens* Maync.

Asociația de zonă este formată din : *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *E.* aff. *elegans* Redmond, *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), *Trocholina alpina* (Leupold), *T. elongata* (Leupold), rar *Clypeina? solkani* Conrad & Radoicic, *Likanella* sp. (L. aff. bartheli Bernier), *Arabicodium* sp și *Actinoporella?* sp.

În cadrul zonei s-a întîlnit *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadish și *Crassicollaria parvula* Remane care conturează intervalul evolutiv al zonei.

Vîrsta zonei este tithonic superior-berriasian inferior.

IX—X. Zona cu Feurtillia frequens

Zona cu Feurtillia frequens (Acrozone) are un interval de evoluție limitat de apariția și dispariția acestei specii. (fig. 4).

Asociația de zonă este constituită din : *Feurtillia frequens* Maync, *Macroporella embergeri* Bouroullec & Dellofre, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Clypeina? solkani* Conrad & Radoicic, *Likanella* sp.

Vîrsta zonei este berriasian mediu-valanginian.

Din cele menționate mai sus reiese că limita jurasic-cretacic se plasează în cadrul zonei cu *Calpionella* (F. Allemann și colab., 1971) sau, de la caz la caz, în cadrul zonelor cu „*Macroporella*" *praturloni* și *Anchispirocyclina lusitanica* (fig. 4).

Din toate aceste grupe numai calpionelele permit în momentul de față trasarea limitei jurasic-cretacic, pe baza tipurilor (fazelor) evolutive din seria speciei *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu).

Zonele stabilite pe baza speciilor de *Dasycladaceae* sau *Lituolidae* au intervale mai largi evolutive decît genurile sau speciile de calpionele.

Zonele standard de calpionele stabilite de Allemann și colab. (1971), pentru provincia vest mediteraneeană pot fi extinse și provinciilor situate la estul geosinclinalului alpin.

Acolo unde faciesul planctonic cu calpionele este dezvoltat sporadic se pot utiliza în zonare și organisme bentonice din mediul neritic, perirecifal sau chiar recifal, care permit, în lipsa dacă nu în totalitate, cel puțin parțială a primelor, conturarea limitei jurasic-cretacic.

XI. „Zona cu ostracode"

Zona cu ostracode este o zonă provizorie ce se plasează la partea superioară a seriei neocomiene, avînd o grosime de 50—60 m (fig. 2).

Litologic, zona este constituită din calcarenite sau calcare pelmicritice, oosparitice sau oopelsparitice.

Spre partea mediană a zonei s-a întîlnit *Cladocoropsis cretacica* Turnsek cunoscut din hauterivianul din Iugoslavia.

Asociația zonei este formată din ostracode, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *C. piae* Frollo, *Ortonella lemoineae* Dragastan, *Clypeina? solkani* Conrad & Radoicic, *Choffatella decipiens* Schlumb. și resturi de carofite.

Vîrsta zonei este hauteriviană.

În regiunea Hăghimaș (Carpații Orientali), peste seria depozitelor neocomiene se dispune seria calcaroasă a barremian-apțianului inferior dezvoltat sub facies urgonian .

PLATFORMA MOESICĂ (SECTORUL CENTRAL-VESTIC)

Platforma Moesică — unitate structurală majoră a vorlandului carpato-balcanic — se dezvoltă pe ambele părți ale cursului inferior al Dunării, fiind limitată la nord de Depresiunea Precarpatică, iar la sud de Depresiunea Prebalcanică.

Depozitele malm-neocomiene din sectorul român al Platformei Moesice au devenit obiect de cercetare, relativ recent fiind abordate de D. Patrulius (1960, 1964), I. Pătruț, M. Popescu, C. Teodorescu și M. Molnar (1961), N. Grigoraș, I. Pătruț și M. Popescu (1963), R. Mutiu (1963, 1966, 1967, 1969, 1972), I. Costea și D. Comșa (1964), A. Bădăluță și R. Mutiu (1965), M. Popescu, I. Pătruț și D. Paraschiv

(1967), Gr. Răileanu, V. Mihăilescu și R. Muțiu (1969), N. Grigoraș, R. Muțiu, A. Bădăluță și S. Anton (1971), I. Băncilă (1973).

În afara lucrărilor publicate, depozitele malm-neocomiene au constituit obiect de cercetare pentru mai multe teme de uz intern ale Institutului de cercetări și proiectări geologice.

Seria malm-cretacic inferior aparține celui de-al doilea ciclu de sedimentare al Platformei Moesice (toarcian-apțian).

Prin studii regionale s-au putut separa în depozitele malm-neocomiene două zone de facies : *faciesul neritic-litoral* și *lagunar* și *faciesul pelagic*. Extinderea areală a faciesurilor este reprezentată în figura 1.

2. FACIESUL NERITIC-LITORAL ȘI LAGUNAR

Faciesul neritic-litoral și lagunar este dezvoltat la vest de Craiova, la est de Alexandria și pe o fișie lată de aproximativ 50 km care face legătura pe malul stîng al Dunării între suprafețele delimitate mai sus. Pe acest areal, malmul este reprezentat prin calcare recifale în diverse stadii de dolomitizare, dolomite, calcare intrasparitice și oosparitice, calcare micritice.

Orgnismele constructoare sînt coralii, algele, briozoarele în asociație cu brahiopode (*Rhynchonella*, *Zeilleria*), lamelibranhiate (*Chlamys*, *Astarte*), echinoderme și crustacee (*Galathea*, *Pithonoton*, *Longodromites*). Exemple concludente de calcare de vîrstă jurasic superior au fost întîlnite la Potelu, Bordeiu Verde, Rosetti, Ghergheasa.

Dolomitizarea calcarelor recifale a fost surprinsă în diverse stadii de evoluție. În stadiul inițial, dolomitul apare sub formă de cristale idiomorfe dispuse dispers în masa de calcare recifal, în stadiile avansate structura organică apare fantomatic, restul rocii fiind substituit de o masă de cristale larg dezvoltate de dolomit, iar în stadiul final structurile organice sînt distruse complet. Procesul de dolomitizare are maximul de intensitate plasat în tithonicul inferior. Referiri speciale sînt greu de ales din cauza distribuției largi a dolomitizărilor pe tot arealul neritic-litoral. Grosimile maxime ale dolomitelor (în jur de 500 m) sînt atinse în perimetrul Cartojani—București — Călugăreni — Bogdana, unde există păreri că ar fi afectate de dolomitizări și depozitele neocomiene.

În afara dolomitelor de substituire se întîlnesc și nivele de dolomite primare (dolomicrite) cu apariție sporadică (exemplu la Popești-sud de București) și cu grosimi mici. Nivele oolitice de vîrstă jurasic superior au fost întîlnite la Argetoaia—vest de Iancu Jianu — și în cîteva foraje din jurul Bucureștiului.

Între faciesul pelagic-planctonic și faciesul neritic-litoral există zone de interferență care au fost dovedite la Bogdana — Lița — Argetoaia — Studina — Putinei.

Depozitele necomiene dezvoltate în faciesul neritic-litoral sînt reprezentate prin calcare intrasparitice, pelsparitice, oosparitice și micritice puternic diagenizate, cum sînt cele de la Cetate, Dăbuleni, Potelu, Beiu sau în partea de est a platformei, la Brăgăreasa, Lipănești, Colelia, Dragoș Vodă. Neocomianul dezvoltat în facies lagunar (dolomite, anhidrite, gips, marne policolore, calcare micritice) a fost întîlnit la Amara, Smirna,

Florica, fiind legat, după părerea prof. I. Băncilă, cu depozite în același facies din Dobrogea de sud, cărora le acordă vîrsta purbeckian-wealdian pro parte. O discutare mai detaliată a faciesului neritic-litoral și lagunar nu o considerăm necesară din două motive : depășește obiectul urmărit în prezenta lucrare și este imatură pînă nu se va ajunge la o clarificare a stratigrafiei depozitelor în cauză.

3. FACIESUL PELAGIC-PLANCTONIC ȘI ZONE MICROFACIALE CARACTERISTICE JURASICULUI SUPERIOR ȘI CRETACICULUI INFERIOR DIN PLATFORMA MOESICĂ

În succesiunea depozitelor malm-neocomiene din partea central-vestică a Platformei Moesice (arealul de facies pelagic) s-au individualizat următoarele zone microfaciale :

I. Zona cu „microfilamente"

Zona cu microfilamente, o „ Acme" zone, conform Codului de nomenclatură stratigrafică (Montreal, 1971), a fost identificată în forajele de la Iancu Jianu, Craiova, Balș și Spineni. Litofacial, zona este caracterizată prin : calcare micritice, argiloase, cu aspect nodulos, de culoare brun-gălbue, pătate, separate prin diasteme și jonțiuri marnoase de culoare brună sau cenușie-verzuie ; calcare micritice și marnocalcare de culoare cenușie închisă, dure, cu spărtură aschioasă, separate de marne și marne grezoase de culoare brună sau cenușie. Sub acestea stau marne și marnocalcare cenușii cu pete vineții în care au fost găsiți *Macrocephalites macrocephalus* (Schloth) și *Sigaloceras calloviense* (Sow.) care indică vîrsta callovian inferior.

Asociația de zonă este reprezentată prin dezvoltarea maximă a „*microfilamentelor*" alături de *Globochaete alpina* Lombard, rare *Protoglobigerinae*, *Lenticulina* sp., *Aptychus*, radiolari și spiculi calcitizați. Limita superioară a zonei este dată de predominanța protoglobigerinelor.

Vîrsta zonei este bathonian-callovian-oxfordian inferior. (fig. 5 și 6).

Acest microfacies a fost întîlnit în zona klippelor Pienine din Carpații vestici de Borza (1969) în intervalul bathonian-callovian. Considerăm că acest microfacies atinge și nivelul oxfordianului inferior.

II. Zona cu Protoglobigerinae

Zona cu Protoglobigerinae (Partial range Zone) este o zonă cu extindere parțială, care a fost identificată în forajele de la Iancu Jianu, Craiova, Balș și Spineni. Caracteristice pentru această zonă sînt calcarele nodular-brecioase (intramicrite) de culoare brun-roșcată, cu pete verzui, separate prin diasteme marnoase de culoare brună sau verde. Calcarele nodulare nu reprezintă un orizont, ci un facies caracteristic kimmeridgianului (zona cu Protoglobigerinae) și (zona cu *Saccocoma*) care poate afecta însă și partea superioară a zonei cu „ microfilamente", precum și baza tithonicului. Calcarele nodulare apar constituite dintr-un fond micritic cu adaus de material argilos (pînă la 20 %) în care apar diverse fragmente milimetrice

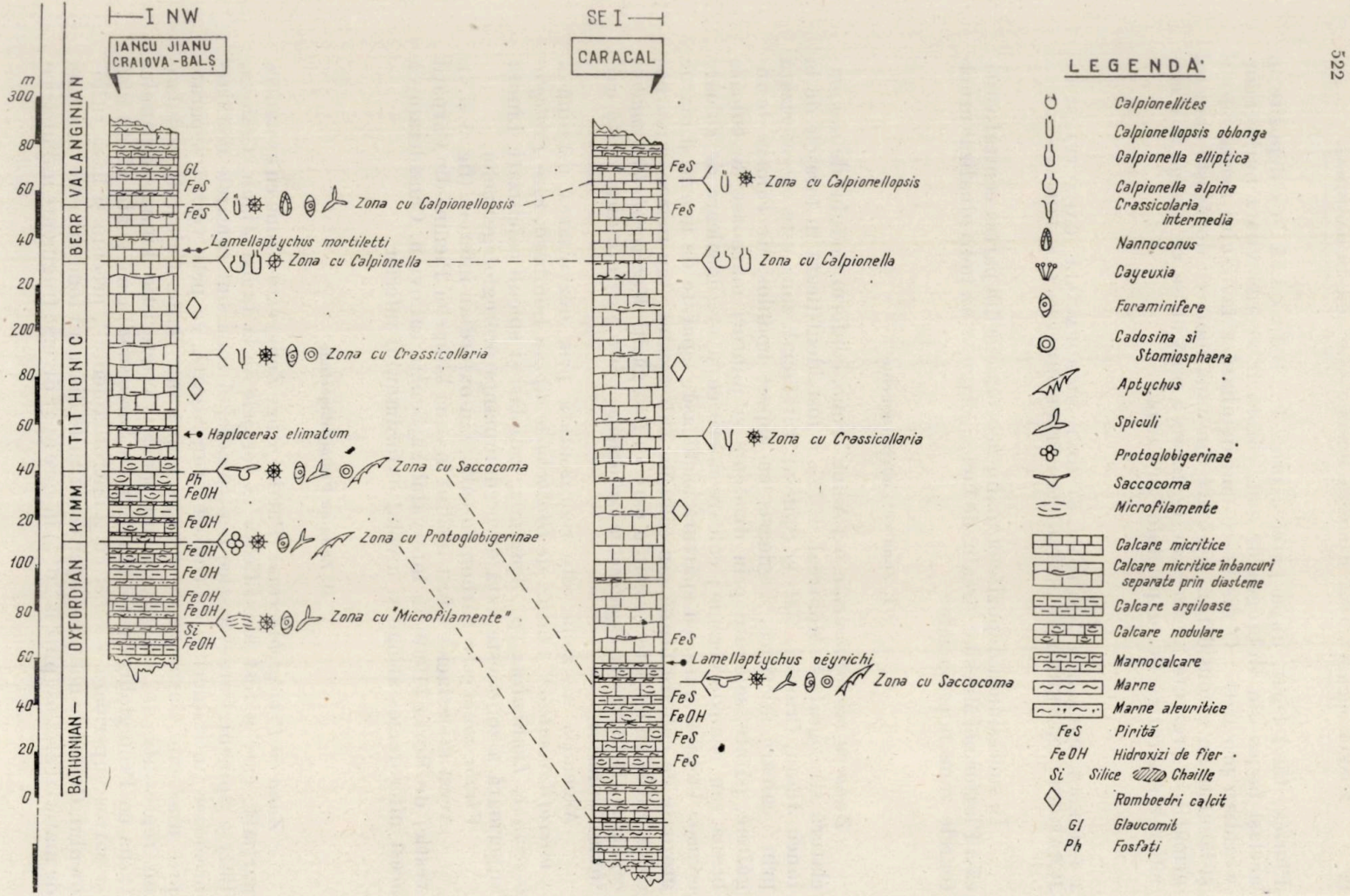
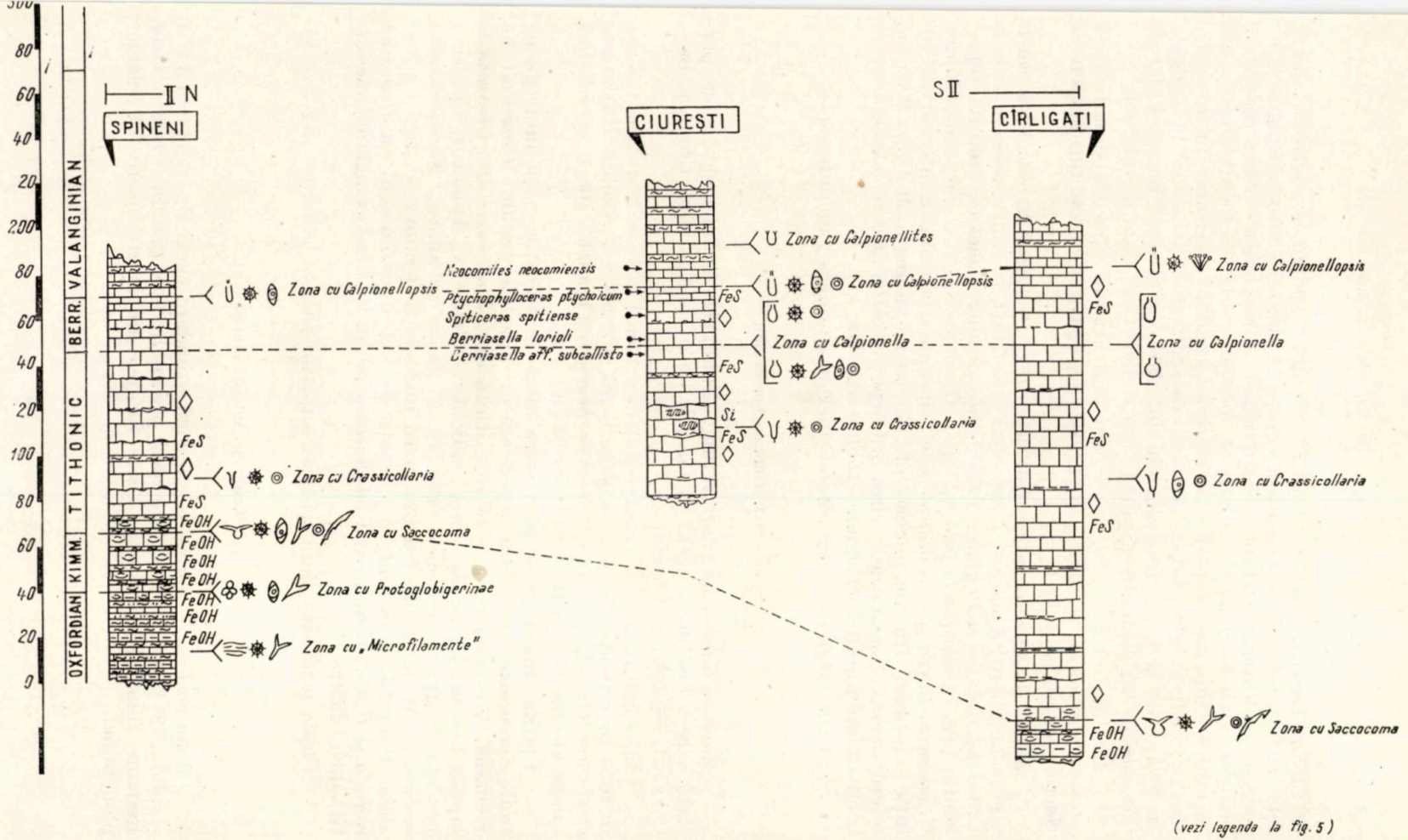


Fig. 5 — Coloane stratigrafice



(vezi legenda la fig. 5)

Fig. 6. — Coloane stratigrafice în Platforma Moesică (sectorul central vestic, profilul II—II).

de calcare micritice, uneori fosilifere, precum și sporadice clastice de cuarț, feldspați și mice. Culoarea roșie a calcarelor nodulare se datorește pigmenților feruginoși. Materialul argilos, oxizii de fier și fracțiunea clastică reprezintă componentele terigene ale calcarelor nodulare ; originea lor trebuie căutată în creste exondate acoperite de material rezidual și situate în interiorul sau în imediata apropiere a bazinului de sedimentare. La sud de Cîrligați, în forajul de la Lița, din calcarele nodulare s-a recoltat un exemplar de *Taramelliceras gibbosum* (Spath) care indică vîrsta kimmeridgiană.

Limita inferioară a zonei este marcată de apariția dominantă a *protoglobigerinelor*, iar limita superioară de apariția crinoidului planctonic *Saccocoma* (fig. 5 și 6).

Asociația de zonă este constituită din : *Protoglobigerinae*, *Globochaete alpina* Lombard, *Aptychus* și radiolari calcitizați. În cadrul acestei zone, la Craiova, Moțăței și Bogdana s-a întîlnit un microfacies cu cadosine reprezentat prin : *Cadosina lapidosa* Vogler, *C. borzai* Nagy, *C. carpathica* Borza, *C. malmica* Borza și *C. radiata* Vogler. Speciile citate au un interval de evoluție oxfordian-tithonic, uneori chiar berriasian-valanginian. După B o r z a, microfaciesul cu cadosine întîlnit în Carpații vestici ar corespunde intervalului oxfordian-kimmeridgian-tithonic inferior.

Vîrsta zonei este oxfordian superior-kimmeridgian inferior.

III. Zona cu Saccocoma

Zona cu Saccocoma (Partial range Zone) este o zonă cu extindere parțială care a fost identificată în forajele de la Iancu Jianu, Craiova, Balș, Caracal, Spineni și Cîrligați.

Litologic zona este caracterizată de aceleași calcare nodulare descrise în zona precedentă. La partea superioară a zonei s-a recoltat *Haploceras elimatum* (Oppel) și *Lamellaptychus beyrichi* (Trauth), specii care indică vîrsta kimmeridgian-tithonic inferior (fig. 5).

Limita inferioară a zonei este dată de apariția crinoidului planctonic *Saccocoma*, iar limita superioară de apariția genului *Crassicollaria* Remane. Asociația zonei este constituită din : *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* Lombard, nodosariacee, radiolari calcitizați, *Apytchus*, *Cadosina parvula* Nagy, *C. malmica* (Borza), *C. fusca* (Wanner), *Stomiosphaera moluccana* Wanner, acestea din urmă întîlnite la Craiova, Cîrligați și Cezieni. B o r z a a întîlnit în Carpații vestici microfaciesul cu *Cadosina radiata* și *C. borzai* împreună cu *Saccocoma* sp. în kimmeridgianul mediu-tithonicul inferior.

Vîrsta zonei este kimmeridgian superior-tithonic inferior (fig. 5 și 6).

IV. Zona cu Crassicollaria

Zona cu *Crassicollaria* este o zonă standard (vezi F . A l l e m a n n și colab., 1971) care se separă pe baza predominanței genului *Crassicollaria* Remane, fiind identificată în toate forajele amplasate în arealul pelagic-planctonic.

Litologic, este reprezentată prin calcare micritice de culoare alb-gălbuie, dure, cu spărtură aşchioasă, sau marnoase de culoare cenuşie, separate prin diasteme argiloase. În numeroase secţiuni au fost observate romboedrii de calcit de neoformaţie, diaclaze fine colmatate cu calcit recristalizat, sporadice cuiburi de pirită. În forajele de la Ciureşti au fost întîlnite rare chailleuri (fig. 6).

Asociaţia de zonă este formată din : *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga), *Cr. brevis* Remane, *Cr. massutiniana* (Colom), *Cr. colomi* Doben, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu) tip cu lorica mică, *T. remanei* Borza, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella* sp. tip de tranziţie spre *C. elliptica* Cadisch mai ales spre partea superioară a zonei, *Globochaete alpina* Lombard, *Cadosina lapidosa* Vogler, *C. pulla* (Borza), *C. sublapidosa* Vogler, *Stomiosphaera*, „ *Mercierella* " *dacica* Dragastan şi radiolari.

Vîrsta zonei este tithonic superior.

V. Zona cu Calpionella

Zona cu Calpionella este o zonă standard caracterizată prin preponderenţa genului *Calpionella*. A fost identificată în forajele de la Iancu Jianu, Craiova, Balş, Caracal, Ciureşti, Cîrligaţi.

Litologic, zona este reprezentată prin calcare micritice albe-gălbui dure, separate prin diasteme argiloase de culoare cenuşie-verzui. Sporadic apar romboedrii de calcit de neoformaţie.

Limita jurasic-cretacic în forajele de la Ciureşti se poate trasa între *Berriasella* aff. *subcallisto* (Toucas) şi *B. lorioli* (Zittel) (fig. 6). Asociaţia de zonă întîlnită la partea terminală a tithonicului este constituită din : *Calpionella alpina* Lorenz, rar *C. elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu) tip cu lorica mai mare şi habitus oval eliptic, *Crassicollaria parvula* Remane, iar în berriasian asociaţia este formată din : *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu) ; ultimile două specii sînt foarte frecvente la acest nivel, iar. *T. carpathica* prezintă o lorică mare cu habitus cilindric, tipică pentru cretacic. Se mai întîlnesc *Remaniella cadischiana* (Colom), *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Globochaete alpina* Lombard, radiolari, *Eggerella* sp., *Cayeuxia piae* Frollo, ultimile două întîlnite mai ales în faciesul neritic-recifal.

Vîrsta zonei este tithonic superior-berriasian inferior şi mediu (pro parte).

VI. Zona cu Calpionellopsis

Zona cu Calpionellopsis este o zonă standard caracterizată de apariţia speciilor genului *Calpionellopsis* care s-a întîlnit în forajele din arealul pelagic-planctonic. Litologia zonei este identică cu a zonei precedente.

În forajele de la Ciureşti au fost întîlnite : *Spiticeras spitiense* (Uhlig) şi *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quenst.), specii de vîrstă berriasiană (fig. 6).

Asociaţia de zonă este formată din : *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *C. simplex* (Colom), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu),

T. longa (Colom) și *Remaniella cadischiana* (Colom). Mai apar spre partea superioară a zonei „*Calpionellites*" *dadayi* Knauer și *Lorenziella hungarica* Knauer & Nagy, *Cadosina fusca* Wanner, *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Nannoconus colomi* (Kamptner) și radiolari calcitizați.

La Cîrligați alături de calpionele apar *Trocholina valdensis* (Reichel) și *Cayeuxia moldavica* Frollo, care reprezintă un facies de interferență între domeniul pelagic-planctonic și neritic-recifal cu troholine și codiacee.

Limita berriasian-valanginian se poate trasa pe baza speciei de „*Calpionellites*" *dadayi* Knauer care atinge maximum de frecvență în valanginianul inferior.

Vîrsta zonei este berriasian mediu (pro parte)-superior—valanginian inferior.

VII. Zona cu Calpionellites

Zona cu Calpionellites este o zonă standard care a fost identificată în forajele de la Ciurești.

Litologic, este reprezentată prin calcare micritice și marnocalcare separate prin jointuri marnoase. În zona Craiova — Iancu Jianu, în calcarele micritice a fost observat glauconitul sub formă de agregate microcristaline.

Pentru vîrsta valanginiană a zonei pledează *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.) recoltat într-un foraj din zona Ciurești (fig. 6).

Asociația de zonă prezintă un fond remanent din zona precedentă la care se adaugă *Calpionellites darderi* (Colom) și *Lorenziella dacica* (Filipescu & Dragastan).

Vîrsta zonei este valanginiană.

4. UNELE ASPECTE LEGATE DE STATISTICA POPULAȚIILOR DE CALPIONELE

În depozitele de vîrstă tithonic superior-valanginian inferior străbătute de forajele de la Ciurești s-a încercat folosirea datelor procentuale pentru fiecare nivel în parte, în vederea stabilirii spectrelor din cadrul asociațiilor de calpionele.

În cadrul *zonei cu Calpionella*, în tithonicul superior (terminal) asociația caracteristică este formată din : *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella carpathica* și *Crassicollaria brevis*, iar tot în aceeași zonă, la nivelul berriasianului inferior și mediu (pro parte), asociația caracteristică este constituită din : *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella carpathica*, *Crassicollaria parvula* (fig. 7).

Calpionella alpina este dominantă la orice nivel pe tot parcursul zonei, situație raportată speciilor de *C. elliptica* și *Tintinnopsella carpathica*, care au spectre variabile în cadrul zonei și care prin prezența lor pot da indicații prețioase privind trasarea limitei jurasic-cretacic, devenind dominante odată cu începutul cretacicului (fig. 7).

De asemenea, la nivelul berriasianului mediu (pro parte) -superior — valanginian inferior, *zona cu Calpionellopsis* se conturează extrem de bine prin spectre formate la partea inferioară a zonei din : *Calpionellopsis*

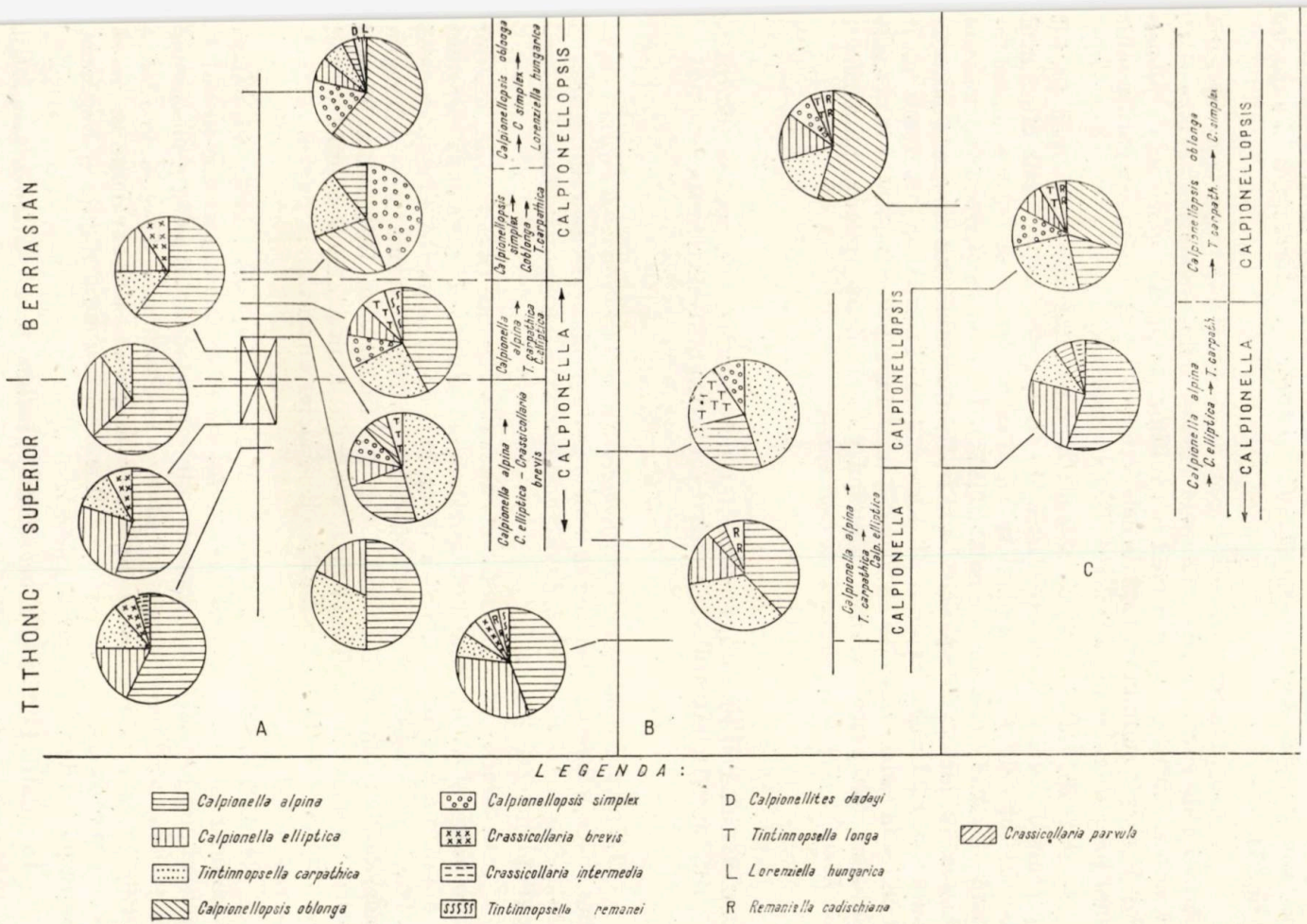


Fig. 7. — Spectre procentuale ale populațiilor de calpionele în forajele de la Ciurești.

simplex, *C. oblonga*, *Tintinnopsella carpathica*, iar la partea superioară din *Calpionellopsis oblonga*, *C. simplex* și *Lorenziella hungarica* (fig. 7).

În cadrul acestei zone distingem două situații în ce privește apariția speciilor de subzonă sensu Remane (1968), *Calpionellopsis oblonga* și *C. simplex*. Astfel sînt cazuri cînd am întîlnit, ca primă apariție, *Calpionellopsis simplex* dominant față de celelalte specii (fig. 7) sau o apariție mult mai precoce chiar în cadrul *zonei cu Calpionella*.

Alteori, *Calpionellopsis oblonga* domină, dar apare însoțită pe tot parcursul zonei de rare exemplare de *C. simplex*, astfel încît momentul acesta coincide pentru ambele specii, ceea ce corespunde cu schema adoptată de Allemann și colab. (1971). În ceea ce privește *Lorenziella hungarica*, momentul apariției ca și frecvența redusă nu susțin separarea subzonei cu *Hungarica* sensu Remane (1968), deoarece specia apare mult mai jos în cadrul subzonei cu *Oblonga*, încît după părerea noastră la această subzonă s-ar putea renunța, rămînînd valabile două subzone : inferioară cu *Simplex* (?) și superioară cu *Oblonga*.

5. CONSIDERAȚII DE ORDIN MICROFACIAL ÎN INTERVALUL MALM-NEOCOMIAN DIN MUNȚII HĂGHIMAȘ (CARPAȚII ORIENTALI) ȘI PLATFORMA MOESICĂ

La nivelul zonelor cu *Protoglobigerinae* și *Saccocoma* (oxfordian superior-tithonic inferior) se observă o asemănare pronunțată de ordin litofacial (calcarele nodulare roșii) și de ordin biofacial ce corespunde faciesului pelagic-planctonic (fig. 8).

Deosebirile lito- și biofaciale încep la nivelul tithonicului inferior (pro parte) și tithonicului superior, care în regiunea Hăghimaș se dezvoltă sub facies neritic-recifal de Stramberg, în timp ce în partea central-vestică a Platformei Moesice continuă sedimentarea calcarelor micritice sub regim pelagic-planctonic cu calpionele (fig. 8). În sectorul Hăghimaș, faciesul pelagic-planctonic se reinstalează la nivelul limitei jurasic-cretacic, fiind reprezentat prin faciesul cu calpionele, facies întîlnit și în partea central-vestică a Platformei Moesice.

După faza pelagic-planctonică din Munții Hăghimaș, la nivelul valanginianului urmează un *facies de interferență* între faciesul neritic-recifal și faciesul pelagic-planctonic. Faze de îndințare a faciesului pelagic-planctonic cu faciesul neritic-recifal sînt posibile și în Platforma Moesică la diferite nivele din intervalul tithonic superior-valanginian. Un exemplu în acest sens în partea de sud a Platformei Moesice este zona Cîrligați — Bogdana, iar în partea de vest, zona Argetoaia.

În munții Hăghimaș, neocomianul se încheie printr-un facies salmastru cu ostracode și carofite (fig. 8).

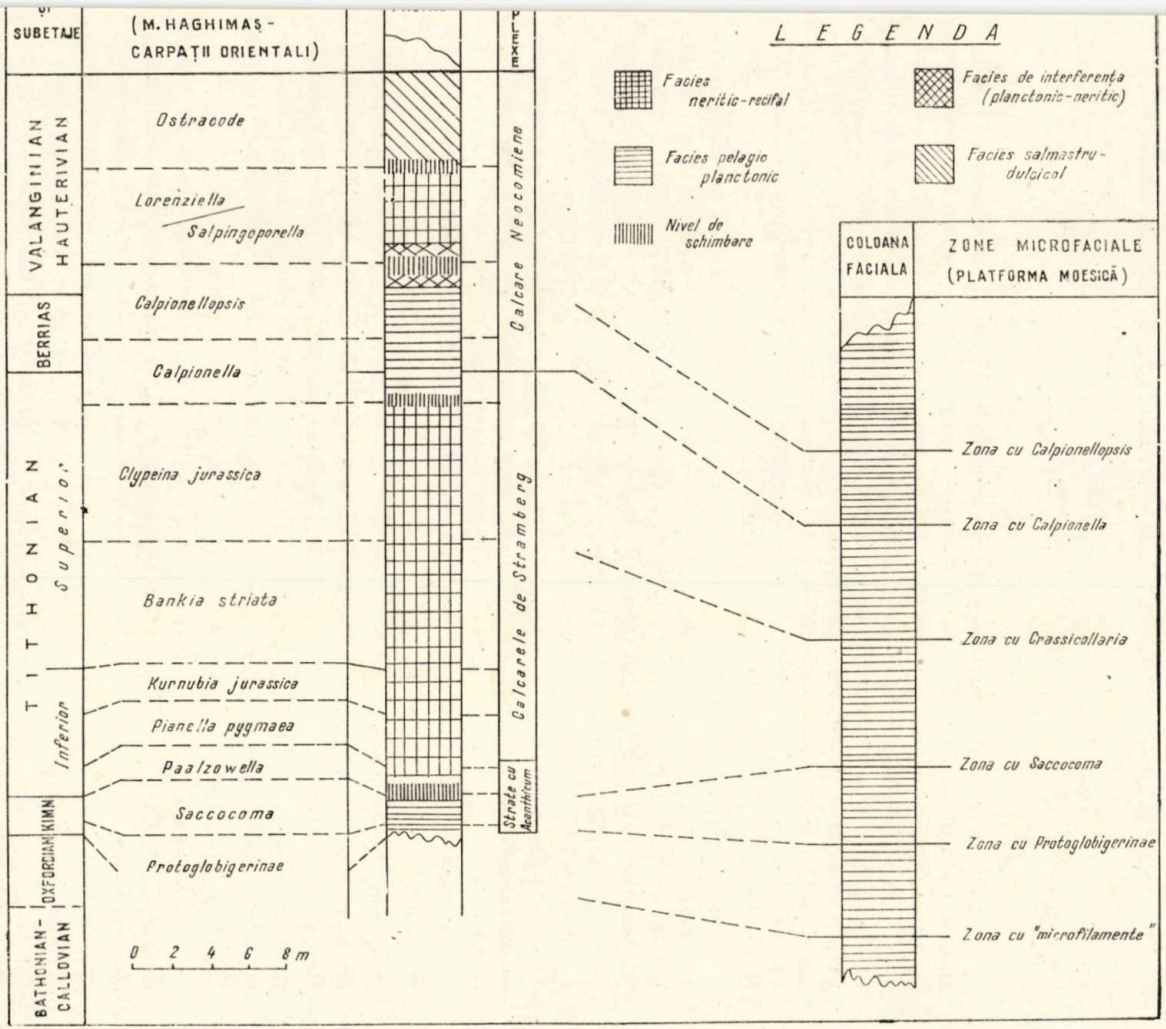


Fig. 8. — Încercare de corelare a zonelor microfaciale din Munţii Hăghimaş (Carpaţii Orientali) şi Platforma Moesică.

LES ZONES MICROFACIALES ET LA LIMITE JURASSIQUE-CRÉTACÉ DANS LES CARPATES ORIENTALES (MASSIF DU HĂGHIMAȘ) ET DANS LA PLATE-FORME MŒSIENNE

RÉSUMÉ

Les faciès carbonatiques de géosynclinal et de plate-forme de Roumanie offrent des conditions optimales pour l'étude corrélée (macro-et microfaunistique et floristique) de la limite Jurassique-Crétacé.

Dans le géosynclinal des Carpates orientales, secteur du Hăghimaș, on a séparé dans les couches à «*Acanthicum*» les suivantes zones d'ammonites : *Sutneria platynota*, *Ataxioceras hypselocyclum*, *Aspidoceras uhlandi*, *A. acanthicum*, *Hybonoticeras beckeri*, *Glochiceras lithographicum* et *Lithacoceras ulmense* corrélables aux zones microfaciales à *Protoglobigerinae* et à *Saccocoma* (Kimmeridgien-Tithonique inférieur).

Suivent, en continuité de sédimentation, les calcaires de *Stramberg* à *Nerineas* et *Hydrozoaires* où l'on a séparé les zones microfaciales à *Paalzowella*, *Pianella pygmaea*, *Kurnubia jurassica*, *Bankia striata*, *Clypeina jurassica* (Tithonique inférieur et supérieur).

La limite Jurassique-Crétacé se situe dans le cadre de la zone à *Calpionella* (Tithonique supérieur-Berriasien inférieur et moyen -pro parte). Les marno-calcaires à *Berriasella* cf. *privasensis* (Pictet) et *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.) comprennent les zones microfaciales à *Calpionellopsis* (Berriasien moyen-p. parte-supérieur-Valanginien inférieur), *Lorenziella* (Valanginien) et *Salpingoporella annulata* (Valanginien-Hauterivien), et la « zone à Ostracodes » (Hauterivien).

La limite Jurassique-Crétacé est tracée aussi sur les Dasycladaceae en séparant les zones à « *Macroporella* » *praturloni* (Tithonique supérieur-Berriasien inférieur), *M. embergeri* (Berriasien moyen-supérieur-Valanginien inférieur) et *Salpingoporella annulata*, et aussi sur les Lituolidae en séparant les zones à *Anchispirocyclina lusitanica* et *Feurtillia frequens* (Tithonique supérieur-Hauterivien).

Dans la Plate-forme mœsienne, secteur central-ouest dans la suite des dépôts Callovien-Valanginien à *Macrocephalites macrocephalus* (Schloth.), *Sigaloceras calloviense* (Sow.), *Taramelliceras gibbosum* (Spath), *Berriasella* aff. *subcallisto* (Toucas), *B. lorioli* (Zittel), *Spiticeras spitiense* (Uhlig), *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.) on a séparé les suivantes zones microfaciales à « *Microfilaments* », à *Protoglobigerinae* (Oxfordien supérieur-Kimmeridgien inférieur), *Saccocoma* (Kimmeridgien supérieur-Tithonique inférieur), *Crassicollaria* (Tithonique supérieur), *Calpionella* (Tithonique supérieur-Berriasien inférieur-moyen-p. parte), *Calpionellopsis* (Berriasien moyen-p. parte-supérieur-Valanginien inférieur) et *Calpionellites* (Valanginien).

BIBLIOGRAFIE

ALLEMANN F., CATALANO R., FARES F., REMANE J. (1971), *Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province*, Proceed. of the II Planktonic Conf. Rome (1970), 1 337— 1 340, Roma.

ATANASIU I. (1958), *Carte géologique des environs de Cheile Bicazului (présentée par I. Băncilă)*, An. Inst. geol. Roum., **XXIV—XXV**, 5—11.

BĂDĂLUŢĂ AURELIA, MUŢIU R. (1965), *Corrélations stratigraphiques du Jurassique du Banat et de la Plate-forme mœsienne (partie de l'ouest)*, Carpath. Balk. Geol. Assoc. VII Congress, **1**, 123—126, Sofia.

BANCILĂ I. (1941), *Étude géologique dans les Monts Hăghimaş-Ciuc (Carpathes orientales)*, An. Inst. geol. Roum., **XXI**, 238.

— (1973), *Asupra prezenţei unei formaţiuni gipsifere purbekian-wealdiene în regiunea Feteşti — Constanţa*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *1*.

BĂRBULESCU AURELIA, DRAGASTAN O. (1972), *Correlation of the Upper Jurassic Faunas in Central Dobruja and the Hăghimaş Massif (Romania)*, Rev. roum. Géol., Géophys., Geogr., Série Géologie, **16**, *1*, 47—57.

BERNIER P. (1968), *Le „ Portlandien" de la bordure méridionale des Cevennes (Montagne de la Seranne-Montagne des Cagnasses)*, Geobios, *1*, 103—118, Lyon.

BORZA K. (1969), *Die Mikrofazies un mikrofossilien des Oberjuras und Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten*, Slovak. Akad., 301, Bratislava.

BOUROULLEC J., DELOFFRE R. (1968), *Les Algues du Néocomien d'Aquitaine*, Bull. Centre Rech. SNPA, **2**, *2*, 213—261, Pau.

CAROZZI V.A. (1960), *Microscopic Sedimentary Petrography*, p. 485, New York.

CHILINGAR G.V., BISSEL H.J., FAIRBRIDGE R.W. (1967), *Carbonate Rocks, Developments in Sedimentology*, 9 A, Elvesier, 471, Amsterdam.

COLOM G. (1966), *Les couches à Protoglo bigérines de l'Oxfordien supérieur de l'Ile d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique*, Rev. Micropal., **9**, *1*, 29—36, Paris.

COSTEA I., COMŞA D. (1964), *Date preliminare asupra microfaunei cretacic inferior şi asupra limitei cu Jurasicul superior în regiunea Ciureşti*, Rev. petrol şi gaze, *3*.

DRAGASTAN O. (1967), *Alge calcaroase în jurasicul superior şi cretacicul inferior din Munţii Apuseni*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *2*, 441—454.

— (1968), *Algues calcaires dans le Jurassique supérieur de Roumanie*, Geol. Romana, **VII**, 59—74, Roma.

— (1968), *Données sur les microfaciès du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la région des Gorges de Bicaz (Cheile Bicazului, Carpates orientales)*, Rev. Micropal., **11**, *2*,71—76, Paris.

— (1971), *New calcareous Algae in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous from the Bicaz Valley (East Carpathians)*, Rev. espan. Micropal., **3**, *2*, 155—192, Madrid.

— *Microfaciesurile Jurasicului superior şi Cretacicului inferior din bazinul văii Bicazului (Carpaţii orientali)*, teză de doctorat, Universitatea Bucureşti.

DURAND DELGA M., JAFFREZO M. (1972), *Réflexions sur les Calpionelles de l'est des Pyrénées françaises*, Rev. Micropal., **15**, *2*, 57—72, Paris.

FILIPESCU M.G., DRAGASTAN O. (1970), *Une nouvelle espèce de Tintinnopsella du Valanginien des Carpates méridionales-Banat (Roumanie)*, Rev. Micropal., **12**, *4*, 234—236, Paris.

FOLK R.L. (1959), *Practical petrographic classification of limestones*, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **43**, *1*, 1—38, Tulsa.

FOURCADE E., JEREZ L., RODRIGUEZ T., JAFFREZO M. (1972), *El Jurassico terminal y el Cretacico inferior de la Sierra de la Muela (Provincia Murcia). Consideraciones sobre las biozonas con foraminiferidos del Albense-Aptense del sur este de Espana*, Rev. espan. Micropal. numero extraord. XXX Aniversario E.N. Adaro, 215—248, Madrid.

GRASU C. (1970), *Consideraţii privind limita jurasic-cretacic în sinclinalul Hăghimaş*, St. cerc. geol., geogr., biol., muzeol., **I**, 43—53, Piatra Neamţ.

GRIGORAŞ N., MUŢIU R., BADĂLUTĂ AURELIA, ANTON S. (1971), *Corrélations macro- et microfaciales des dépôts jurassiques et crétacés de la Plate-forme mœsienne occidentale et du Banat*, Acta Geol.Hung., **15**, 127, 131, Bucarest.

GRIGORAŞ N., PĂTRUŢ I., POPESCU M. (1963), *Contribuţii la cunoaşterea evoluţiei geologice a Platformei moesice de pe teritoriul R.P.R.*, Assoc. Carpath. Balk. Congress V, **4**, Bucureşti.

HATCH F.N., RASTALL R.H. (1965), *Petrology of the sedimentary rocks*, London.

HAUER F. (1863), *Geologie Siebenbürgen*, 424, Wien.

HERBICH F. (1878), *Das Szekerland mit Berücksichtigung der Angrenzen den Landestheih*, Geol. und Paläont. Beschrieb. Mitt. a.d. Jahrb. d. Kön. ung. geol. Anstadt, **V**, *2*, 19—363, Wien.

HEAGARAT G. REMANE J. (1968), *Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles*, Geobios, *1*, 7—70, Lyon.

KRUMBEIN W.C., SLOSS L.L. (1963), *Stratigraphy and Sedimentation*, London.

JEKELIUS E. (1922), *Der mittlere und obere Jura in Gebiet des Hăghimașul Mare in Siebenbürgen*, Bull. Sect. Acad. Roum., **7**, *10*, 127—134, Bucarest.

MURGEANU G., PATRULIUS D. (1960), *Les formations mésozoïques des Carpates roumaines et leur avant-pays*, Annal. Inst. Geol. Publ. Hung., **XLIX**, 170—177, Budapest.

MUTIHAC V. (1971), *Les faciès du Jurassique de la Zone Centrale des Carpates orientales (Roumanie)*, Annal. Inst. Geol. Publ. Hung., **LIV**, fasc. 2, 185—194, Budapest.

MUȚIU R. (1963), *Contribuții la studiul paleontologic al depozitelor neocomiene din vestul Platformei Moesice*, Rev. petrol și gaze *11*, 525—531.

— (1966), *Contribuții la studiul neocomianului amonitic din Platforma Moesică (partea centrală)*, Rev. petrol și gaze, *9*, 447—454.

— (1967), *Contributions à l'étude paléontologique du Crétacé inférieur dans la Plate-forme mœsique*, Assoc. Carpath. Balk. VIII Congress, 315—321, Beograd.

— (1968), *Asupra prezenței Turonianului inferior și albianului inferior în Cîmpia Română (Platforma Moesică)*, Rev. petrol. și gaze, *3*, 139—141.

— (1969), *Noi contribuții la studiul amonitic al Cretacicului inferior din Platforma Moesică*, Rev. Petrol și gaze, *10*, 14—18.

NEUMAYR M. (1873), *Die Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum*, Abh. d.k.k. geol. Reichs., 141—257, Wien.

PATRULIUS D. (1957), *Corelarea Doggerului superior și a Malmului din Carpații orientali*, Acad. R.P. Română, Bul. șt., **II**, *2*, 261—274.

— (1960), *Le mésozoïque du Massif Mœsien dans le cadre de la Plate-forme roumaine et de la Dobrogea centrale et méridionale*, An. Inst. Geol. Publ. Hung., **XLIX**, fasc. 1, 188—200, Budapest.

— (1962), *Studiul stratigrafic al depozitelor mesozoice și paleozoice traversate de forajul de la Cetate (Partea de vest a Cîmpiei Române)*, D.S. Inst. geol., **XLIX**, 81—91.

— (1969), *Geologia Masivului Bucegi și a Culoarului Dîmbovicioarei*, Edit. Acad., 321, București.

PĂTRUȚ I., POPESCU M., TEODORESCU C., MOLNAR M. (1961), *Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei Moesice*, Rev. petrol și gaze, *11*, 481—493.

POIGNANT A. (1964), *Révision du Crétacé inférieur en Aquitaine occidentale et méridionale*, Thèse, p. 317, Paris.

PREDA I., PELIN M. (1962), *Asupra Cretacicului inferior din Cheile Bicazului*, An. Univ. Buc., Seria. șt. nat, geol.-geogr., **XI**, **32**, 55—66.

PREDA I., PELIN M. (1964), *Contribuții la cunoașterea Geologiei Cheilor Bicazului*, An. Univ. Seria șt. nat., geol.-geogr., **XII**, *1*, 45—60.

RĂILEANU GR., PATRULIUS D., BLEAHU M., NĂSTĂSEANU S. (1968), *Aspects fondamentaux de la géologie du Mésozoïque de Roumanie*, Ann. Com. d'etat pour la Geol., **XXXVI**, 85—115.

RĂILEANU G., MIHĂILESU VICTORIA., MUȚIU R. (1969), *Noi contribuții la cunoașterea Eocretacicului din regiunea Svinița și corelarea lui cu Eocretacicul din Platforma Moesică*, An. Univ. Buc., Seria geol.- geogr., 127—136.

RAMALHO M. (1971), *Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal)*, Serv. Geol. Portugal, Memoria no. 19 (Nova Serie), p. 212, Lisboa.

REMANE J. (1971), *Les Calpionelles, protozoaires planctoniques des mers mésogéennes de l'Epoque Secondaire*, Annales Guebhard, *47*, 369—393, Neuchâtel.

SĂNDULESCU M. (1967), *La nappe de Hăghimaș, une nouvelle nappe de décollement des Carpates orientales*, Assoc. Géol. Carpath. Balk., VIIIe Congrès. 276—282, Belgrade.

— (1969), *Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș*, D.S. Inst. geol., **LIV**/3, 227—263.

SCHAIRER G. (1971), *Mikrofossilien aus Plattenkalken Süddeutschlands*, Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **11**, 33—68, München.

STILLA AL., DRAGASTAN O., DUMITRU I. (1972), *Considerații stratigrafice asupra faciesului carbonatat recifal din zona Pui (Carpații Meridionali)*, D.S. Inst. geol., **LVIII**/4, 123—129.

VINOGRADOV C., DRAGASTAN O. (1965), *Micrographic study of lime-marls from the Sinaia Beds (Eastern Carpathians)*, Carpath. Balk. Geol. Assoc, **VII** Congress, Rep. part. II, **2**, 61—65, Sofia.

Primit în redacție la 25 mai 1973

Universitatea din București
Laboratorul de paleontologie
și
Institutul de cercetări și proiectări geologice.

GORJANOVICIA POLŠAKI, O NOUĂ SPECIE DE RADIOLITID DIN SENONIANUL MUNȚILOR APUSENI

DE

DENISA LUPU

55(05)

Într-o lucrare asupra faunei de rudiști senonieni din grabenul Remeți (Denisa Lupu, 1969) au fost descrise specii aparținînd familiilor *Hippuritidae* și *Radiolitidae*, prezentîndu-se totodată secțiunile stratigrafice ale diferitelor puncte din care a fost prelevată fauna respectivă.

Noua specie de *Gorjanovicia* vine să completeze asociația de rudiști de vîrstă santoniană superioară de pe valea Leșului, iar semnalarea acestui gen propriu domeniului dinaric-mediteranean este un indiciu în plus asupra ipotezei paleogeografice a unui culoar de legătură între aceste zone sudice și Munții Apuseni de nord în timpul santonianului.

Familia **RADIOLITIDAE** Gray 1848

Genul **Gorjanovicia** Polšak 1967

Gorjanovicia polšaki n.sp.

(p 1, I, fig. 1, 2, 3)

Atît holotipul cît și paratipurile sînt reprezentate numai prin valvele drepte.

Dimensiunile holotipului: Diametrul 4,2 cm; diametrul cavității, viscerale 2 cm.

Dimensiunile paratipurilor: I Diametrul 4,5 cm; Diametrul cavității viscerale 2,7 cm. II Diametrul 5,3 cm; diametrul cavității viscerale 3,2 cm. Atît holotipul, cît și paratipurile nu sînt detașabile din rocă.

Descrierea holotipului: Contur subcircular, costație neregulată, proeminentă. Intervale intercostale în general largi și concave.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 535–539, București, 1973

Limbul structurat în benzi sinuoase, dispune concentric şi radial, parţial reticulate, parţial lamelare sau striate. Porţiunile reticulare sînt formate din prisme cu diametrul mic, contur neregulat şi pereţi groşi.

Zone sifonale excavate, largi, pseudopilieri bine conturaţi.

Interbandă proeminentă, constituită dintr-o singură coastă, dinţată fin marginal.

Creastă ligamentară triunghiulară, cu vîrf ascuţit.

Detaliile interne nu se păstrează.

Holotip No. 531 în colecţia Secţiei de paleontologie a Institutului geologic din Bucureşti.

Derivaţia numelui : Specie dedicată creatorului genului prof. dr. Ante Polšak de la Zagreb — Iugoslavia.

Localitate tip : Remeţi — valea Leşului (Munţii Apuseni de nord).

Orizont stratigrafic : Santonian superior.

Asociaţie : *Hippurites* (*Hippuritella*) *maestrei* Vidal, *Biradiolites* aff. *stoppanianus* (Pirona).

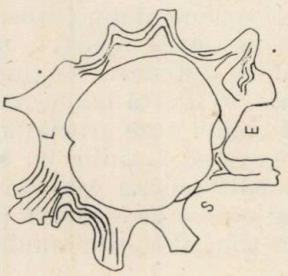


Fig. 1. — Secţiune prin valva inferioară a holotipului speciei *Gorjanovicia polšaki*. 1, 5 ×.

Raporturi şi diferenţe : Noua specie se deosebeşte de *Gorjanovicia acuticostata* Polšak ca şi de *Gorjanovicia martinensis* Campobasso prin lipsa de acuitate a coastelor care, deşi proeminente, au terminaţii troncate sau rotunjite, prin lărgimea spaţiilor intercostale şi prin forma crestei ligamentare.

Forma în unghi ascuţit a crestei ligamentare este dealtfel un criteriu diferenţial faţă de toate celelalte specii de *Gorjanovicia* cunoscute.

Asemănările faţă de *Gorjanovicia acuticostata* constau în concavitatea benzilor sifonale şi în proeminenţa interbandei.

Neregularitatea costaţiei apropie noua specie de *Gorjanovicia liparini* Polšak şi de *Gorjanovicia kolojani* Slišković, specii de care diferă net prin configuraţia benzilor sifonale.

Acelaşi ultim element morfologic diferenţiază noua specie şi faţă de *Gorjanovicia martinensis* Campobasso.

Variabilitate: Interbanda celui de-al doilea paratip apare mai lată şi mai evident crenelată decît a holotipului.

Locul de provenienţă al paratipurilor: Remeţi-Valea Leşului (Munţii Apuseni de nord).

Dimensions de l'holotype : Diamètre 4,2 cm ; diamètre de la cavité viscérale 2 cm .

Dimensions des paratypes :
I Diamètre 4,5 cm ; diamètre de la cavité viscérale 2,7 cm.
II Diamètre 5,3 cm ; diamètre de la cavité viscérale 3,2 cm

La description de l'holotype : Valve droite à côtes inégales, proéminentes, tronquées ou arrondies.

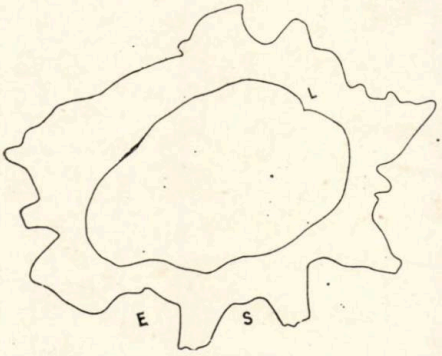


Fig. 2. — Secţiune prin valva inferioară a paratipului I al speciei *Gorjanovicia polšaki*. 2 ×.

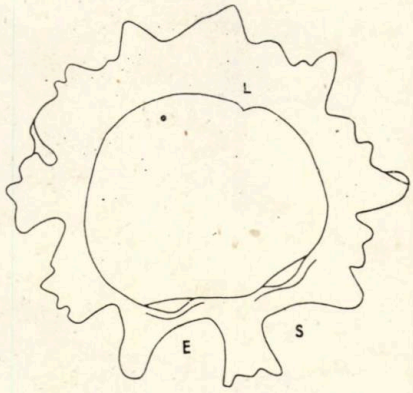


Fig. 3. — Secţiune prin valva inferioară a paratipului II al speciei *Gorjanovicia polšaki*. 2 ×.

Intervalles intercostaux larges et concaves.

Le limbe en bandes sinueuses, concentriquement ou radialement disposées, dont la structure est mixte : lamellaire, réticulée ou striée. Les portions réticulées, en prismes à diamètre mince, irrégulières, à grosses parois.

Zones siphonales exacavées, larges, pseudopiliers bien marqués.

Interbande constituée d'une seule côte, saillante et finement crénelée.

Arête ligamentaire triangulaire et pointue.

Holotype N° 531 dans la collection de paléontologie de l'Institut Géologique de Bucarest.

Dérivation du nom : espèce dédiée au créateur du genre, Prof. Dr. Ante Polšak de Zagreb — Yougoslavie.

Localité type : Remeţi-Valea Leşului (Monts Apuseni du Nord).

Horizon stratigraphique : Santonien supérieur.

Association : *Hippurites* (*Hippuritella*) *maestrei* Vidal, *Biradiolites stoppanianus* (Pirona).

Rapports et différences : La nouvelle espèce est différente de *Gorjanovicia acuticostata* Polšak et aussi de *Gorjanovicia martinensis* Campobasso, par le tronquement ou l'arrondissement des côtes, par la largeur des espaces intercostaux, par la forme de l'arête ligamentaire.

D'ailleurs, la forme aïgue de l'arête ligamentaire est un élément différentiel de toutes les autres espèces de *Gorjanovicia*.

Les ressemblances à *Gorjanovicia acuticostata* résident dans la concavité des bandes siphonales et dans la proéminence de l'interbande.

L'irrégularité des côtes rappelle les espèces *Gorjanovicia liparini* Polšak et *Gorjanovicia kolojani* Sliškoviċ, mais la configuration des bandes siphonales est bien différente.

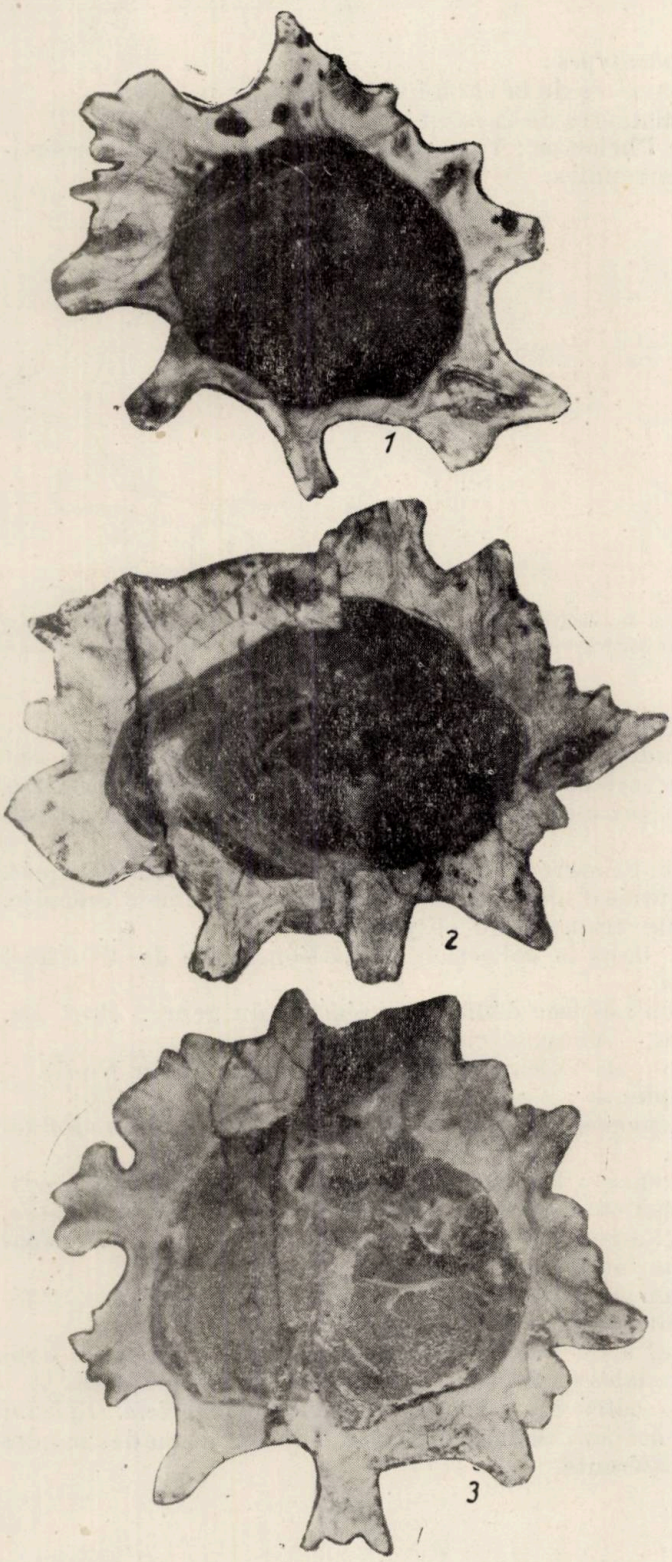


Fig. 1. —*Gorjanovicia polšaki* n. sp. Holotip, 2×, Remeți — valea Leșului. Secțiune transversală prin valea inferioară.
Fig. 2. — *Gorjanovicia polšaki* n. sp. Paratip I, 2 ×, Remeți — valea Leșului. Secțiune transversală prin valva inferioară.
Fig. 3.— *Gorjanovicia polšaki* n. sp. Paratip II, 2 ×, Remeți—valea Leșului. Secțiune transversală prin valva inferioară.

On remarque la même différence par rapport à l'espèce *Gorjanovicia martinensis* Campobasso.

Variabilité : L'interbande du deuxième paratype est plus large et plus crénelée.

Localité de provenance des paratypes : Remeți-Valea Leșului (Monts Apuseni du Nord).

GORJANOVICIA POLŠAKI, UNE NOUVELLE ESPÈCE DE RADIOLITIDE DANS LE SÉNONIEN DES MONTS APUSENI

RÉSUMÉ

L'auteur présente une nouvelle espèce appartenant au genre *Gorjanovicia* Polšak, de la région du graben de Remeți (Monts Apuseni du Nord), dont le niveau stratigraphique est, selon une association déjà décrite (D. Lupu, 1969), celui du Santonien inférieur.

BIBLIOGRAFIE

Campobasso V. (1972), *Gorjanovicia martinensis nuova specie di Radiolitide del Senoniano delle Murge*, Boll. Soc. Natur. in Napoli, **81**, Bari.

Lupu D. (1969), *Fauna de rudiști senonieni de la Remeți (Apusenii de nord)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **14**, *1*.

Polšak A. (1967), *Macrofaune crétacée de l'Istrie méridionale (Yougoslavie)*, Palaeont. jugoslavica, **8**, Zagreb.

Sliškovič T. (1971), *Les nouveaux Rudistes de l'Herzégovine*, Wissenschaft. Mitteil. des bosnisch herzegovinischen Landesmuseums I, C. Sarajevo.

Wiontzek H. (1934), *Rudisten aus der oberen Kreide des mittleren Isonzogebietes*, Palaeont., **LXXX**, A, Stuttgart.

Primit în redacție la 28 mai 1973

Institutul geologic

PRECIZĂRI ASUPRA LIMITELOR ETAJULUI MEOȚIAN

DE

ION ANDREESCU

55(05)

În Bazinul Euxinic, Andrusov a definit etajul meoțian (1890, 1906) care corespunde formațiunii denumite „calcarul de Kerci" (Abich, 1865, după Andrusov, 1906), ori „stratelor de trecere" ale lui Sințov (1882).

În România, Cobălcescu (1885) descrie calcarul grosier cu *Dosinia*, din dealul Istrița, pe care îl echivalează cu calcarul de Kerci. Mai tîrziu, aproape toți geologii au acceptat etajul meoțian în Bazinul Dacic, separîndu-l ca o unitate de sine stătătoare între sarmațian și ponțian (Teisseyre, 1898, 1906, 1908; S. Athanasiu, 1906; Murgoci, 1907; Ionescu-Argetoaia, 1918; Șt. Mateescu, 1927, Protescu, 1916, 1929; Sevastos, 1922; D. M. Preda, 1924; Krejci-Graf & Wenz, 1926, 1931; Krejci-Graf, 1932; Filipescu, 1936, 1940; I. Atanasiu, 1940; Bolgiu, 1944; Ciocârdel, 1944, 1949, 1950; I. Atanasiu și Emilia Saulea 1948; Macarovici, 1960; M. Niculescu, 1964; Stoica, 1962; Pauliuc Marieta, 1960, 1963; Elisabeta Hanganu, 1966; Ioana Pană, 1966; Filipescu și Hanganu, 1966; Jeanrenaud, 1961, 1970, 1971; Ghenea, 1968; Marinescu, 1969; Mihăilă, 1971; Motaș și Papaianopol, 1972; Andreescu, 1972).

În alte lucrări este contestată individualitatea meoțianului ca etaj (Sabba Ștefănescu, 1897; Macarovici și colab., 1965; Eberzin și colab., 1966; Motaș și Marinescu, 1971, 1972).

Problemele referitoare la subdiviziunile, rangul și poziția meoțianului în scara cronostratigrafică au fost amplu discutate într-o altă lucrare (Andreescu, 1973, sub tipar). De aceea, în nota de față, ne vom limita la a prezenta cîteva noi precizări privitoare la delimitarea etajului meoțian în Bazinul Dacic.

Se știe că în Bazinul Euxinic această chestiune încă nu și-a găsit o rezolvare unanim acceptată. Astfel, unii geologi, în speță cei ucrainieni

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p., 541–558, București, 1973

(Moljavko, 1960; Didkovskii, 1964 etc.), menţin punctul de vedere după care limita inferioară a meoţianului trece pe sub stratele — cu o faună atipică salmastră ori dulcicolă — situate între ultimele nivele cu mactre kersoniene şi primele episoade marine cu faună tipic meoţiană. Conform aceleiaşi opinii, calcarele recifale cu membranipore, din zona Peninsulei Kerci, ar avea o poziţie stratigrafică analogă cu stratele cu faună atipică menţionate mai sus. Aceste formaţiuni, considerate ca postsarmaţiene, au fost incluse în subetajul kapkanian (Karlov, 1937). În acest fel, stratele cu faună marină meoţiană (calcarul de Kerci şi echivalenţii săi ar reprezenta meoţianul mediu, adică bagerovianul (Karlov, 1937 emend. Kolesnikov, 1940).

O altă parte a geologilor sovietici (Jijcenko, 1965; Nevesskaia, 1969; Nevesskaia şi Ilina, 1969; Roşca, 1969 Roşca şi Miţul, 1969; Ilina, 1972 etc.) admit că meoţianul trebuie să înceapă odată cu stratele ce conţin o faună marină, diferită de cea din kersonian, ceea ce implicit duce la raportarea la sarmaţian a acelor strate cu faună dulcicolă, inclusiv a calcarelor recifale cu briozoare. Nevesskaia şi Ilina (1969) recunosc existenţa unor depozite cu faune dulcicole ori salmastre analoge bagerovianului, dar autoarele respective fac o distincţie între acestea şi stratele ce conţin de asemenea o faună dulcicolă, dar care sînt echivalente kersonianului. Totodată se propune abandonarea denumirii de kapkanian, întrucît acest „subetaj" ar include atît depozite meoţiene, cît şi sarmaţiene.

După opinia lui Kulicenko (1972), calcarele recifale cu membranipore ar fi sincrone cu stratele ce conţin fauna marină meoţiană. Autoarea respectivă argumentează acest punct de vedere prin faptul că briozoarele actuale populează numai ape cu o salinitate normală, sau aproape normală, adică medii asemănătoare cu cele din timpul transgresiunii marine meoţiene. În plus, în cîteva locuri s-a putut constata că formaţiunea calcarelor cu membranipore include elemente ale faunei de moluşte meoţiene : *Mytilaster minor*, *Dosinia maeotica*, *Abra tellinoides*, *Paphia abichi*, *Mohrensternia subinflata* etc. (Kulicenko, 1972).

Această precizare a vîrstei calcarelor recifale cu briozoare din Kerci vine să demonstreze că „ subetajul kapkanian" include, într-adevăr, pe de o parte, depozite meoţiene marine (calcarele cu membranipore), iar, pe de altă parte, depozite meoţiene continentale şi depozite sarmaţiene. Totuşi rămîne încă neclarificată apartenenţa stratigrafică a stratelor cu faună dulcicolă sau salmastră. Însuşi Sokolov (1896) arăta că este foarte greu, dacă nu chiar imposibil, de separat stratele cu faună dulcicolă corespunzătoare sarmaţianului superior de cele cu o faună asemănătoare, dar care, probabil, ar trebui raportate meoţianului inferior.

Considerăm că, prin demonstrarea apartenenţei calcarelor cu briozoare la meoţian, problema limitei inferioare a acestuia a fost, finalmente, rezolvată în zona stratotipului. De aceea, încercările de a defini şi delimita formaţiunile meoţiene din alte arii sînt într-o mare măsură înlesnite, întrucît există posibilitatea de a face comparaţii mai exacte cu holostratotipul. Prin aceasta n-au fost, totuşi, învinse dificultăţile privitoare la delimitarea bazei etajului meoţian în zonele în care se constată o diferenţă accentuată a asociaţiilor faunistice.

Cu alte ocazii noi am insistat destul de mult asupra modului de a înțelege baza etajului meoțian în Bazinul Ponto-Caspic și în Golful Dacic (Andreescu, 1972, 1973 sub tipar). În lucrările amintite am căutat să demonstrăm viabilitatea ipotezei după care fauna marină meoțiană este înlocuită progresiv, de la est către vest, prin elemente salmastre și dulcicole. Această presupunere este justificată în mare măsură de poziția izolată a Golfului Dacic față de Bazinul Ponto-Caspic. De aici am dedus diacronismul stratelor cu *Dosinia* din Bazinul Dacic față de stratele cu faună marină din domeniul Ponto-Caspic.

Ca atare, în România, sîntem obligați să trasăm limita inferioară a meoțianului înainte de apariția dosiniilor, la baza unui complex de strate cu faună salmastră, dulcicolă ori terestră. Este vorba de complexul jitian (Andreescu, 1972) caracterizat, în principal, printr-o bogată asociație de congerii (*Congeria* ex gr. *moldavica*, *C.* ex gr. *neumayri*, *C. martonfii*, *C. sarmatica*, *C. gittneri*, *C.* ex gr. *carasi*, *C.* ex gr. *ramphophora* etc.), viviparide, pirgulide, hidrobiide, unionide (*Anodonta subatava*, *Psilunio subrecurvus* etc.), ostracode etc.

Baza orizontului jitian este marcată de primele nivele fosilifere cu congerii de peste ultimele strate cu mactre kersoniene. În estul Bazinului Dacic, în zona de curbură a Carpaților Orientali, cei mai mulți autori au considerat că kersonianul se încheie odată cu stratele cunoscute în literatură sub denumirea de „complex pestriț", „complex vărgat", „pachetul argilelor vișinii-verzui", „seria marnelor vișinii verzui" etc. (Filipescu, 1940; Ciocârdel, 1950); Pană, 1966; Hanganu și Negoiță, 1967; Macarovici și colab., 1967; Gherman și Damian, 1968; Motaș și Papaianopol, 1972; Andreescu, 1972 *a*, 1972 *b*). Alți autori (Stoica, 1962) se pronunță pentru atribuirea la meoțian a pachetului de strate denumit „complexul pestriț".

Pe parcursul anilor s-a încetățenit aserțiunea că „pachetul pestriț" ar fi lipsit de fosile caracteristice, în special de macrofaună. Abia în ultimul timp s-a constatat că, uneori, „complexul pestriț" este fosilifer (Pană, 1966; Hanganu și Negoiță, 1967). De asemenea, Macarovici și colab. (1967) și Andreescu (1972 *a*) semnalează un nivel cu mactre mici la partea terminală a „seriei pestrițe".

Din cercetările noastre a reieșit că „seria argiloasă pestriță" se dezvoltă diferit, în funcție de zona în care se situează, atît ca grosime, componenți petrografici, cît și din punct de vedere al conținutului faunistic. Există, adică, veritabile îmbinări de faciesuri ale acestui complex de la o secțiune la alta. Astfel, pe valea Milcovului (pl. I, fig. 1, 3, 4), „complexul pestriț", gros de circa 100 m, este alcătuit dintr-o alternanță de gresii dure, unele cu material cineritic, gresii moi feldspatice, gresii grosiere, uneori microconglomeratice, conglomerate cu liantul „putred", argile nisipoase, nisipuri fine ușor cimentate cu material argilos, totul divers colorat de la verzui-kaki la roșcat-violaceu ori cenușiu-negricios. Întreg complexul are mai degrabă un aspect dungat decît pestriț, deoarece stratele divers colorate alternează între ele.

La sud de valea Milcovului, pe valea Rîmnei, valea Motnăului, Valea Neagră etc., conglomeratele participă cu o pondere mai mare la alcătuirea „complexului pestriț", înlocuind, în parte, sau în totalitate, fracțiunile psamo-pelitice. Pe valea Rîmnicului Sărat conglomeratele

nu sînt bine dezvoltate, dar reapar pe Valea Rea, valea Cîlnăului, precum şi pe alte profile din interfluviul Rîmnic—Slănic de Buzău.

La Sările (comuna Bisoca), „ seria argilelor pestriţe" este tipic dezvoltată pe o grosime de circa 70—80 m. Aici constatăm lipsa fracţiunii grosiere, complexul fiind alcătuit din componenţi predominant pelitici: marne nisipoase, argile, argile nisipoase, gresii cu bobul fin, totul fiind pătat cu diverse nuanţe de roşu, violet, oliv, brun, verde, cenuşiu, galben etc.

Profilul cel mai instructiv, în care „ complexul pestriţ" are o dezvoltare tipică, se află pe valea Slănicului, în dreptul satului Valea Ciomegii [1] din comuna Mînzăleşti (pl. II, pl. III, fig. 1, 5). Secţiunea de la Valea Ciomegii a mai fost cercetată de numeroşi alţi geologi. Astfel, Hanganu şi Negoiţă (1967) au recoltat de aici probe micropaleontologice, Ioana Pană (1966) a urmărit în special nivelele cu macrofaună, iar Gherman şi Damian (1968) au sesizat discordanţa de la partea superioară a „ complexului pestriţ".

Hanganu şi Negoiţă arată că *Rotalia* (*Streblus*) *beccari* se întîlneşte în sarmaţianul superior împreună cu alte specii de foraminifere şi erupe în baza meoţianului cînd celelalte foraminifere dispar. După ostracode, limita sarmaţian-meoţian s-ar plasa între zona cu *Mutilus* (*Aurila*) *laevis* şi zona cu *Hemicythere* sp. 1.

Ioana Pană (1966) trasează limita inferioară a meoţianului la baza unui pachet de marne argiloase, negricioase cu congerii necarenate, de peste „ complexul pestriţ".

La alcătuirea litologică a „ complexului Pestriţ" de la Valea Ciomegii participă o gamă destul de variată de marne, argile şi gresii. Aici constatăm prezenţa unor argile şi argile marnoase, mai mult sau mai puţin nisipoase, alături de care, în alternanţă flişoidă, se întîlnesc gresii tari feldspatice, gresii cu ciment limonitic ori calcaros, gresii cuarţoase dure, gresii moi, nisipoase, sau gresii calcaroase lumaşelice. Aspectul pestriţ al complexului este tipic. În principal sînt pătate fracţiunile pelitice. Grosimea „ complexului pestriţ" de pe valea Slănicului se cifrează la circa 80 m. Întrucît secţiunea de pe valea Slănicului prezintă dezvoltarea tipică a „ complexului pestriţ" vom denumi formaţiunea respectivă strate de Valea Ciomegii de la satul cu acelaşi nume din comuna Mînzăleşti, judeţul Buzău. În cadrul acestor strate, succesiunea, de jos în sus, este următoarea (fig. 1). În bază, peste marnele nisipoase cu intercalaţii de gresii lumaşelice cu *Mactra* ex gr. *podolica* urmează un pachet gros de 30 m de depozite predominant pelitice (marne nisipoase şi argile nisipoase) pătate vişiniu-verzui, cu frecvente intercalaţii subţiri de gresii dintre care unele, foarte dure, conţin material cineritic. Din punct de vedere faunistic, pachetul acesta nu relevă nimic deosebit. Peste primul episod al stratelor de Valea Ciomegii se dispune un banc de gresie tare cu ciment calcaros, nefosiliferă, groasă de 6 m. Imediat deasupra întîlnim un pachet de strate precumpănitor marnoase-argiloase care se încheie tot printr-un banc grezos. La partea inferioară a acestui pachet, gros de 17 m, se găsesc intercalaţii argiloase-nisipoase cu *Mactra* ex gr. *caspia*.

[1] Vechea denumire a satului Ghizdiţa.

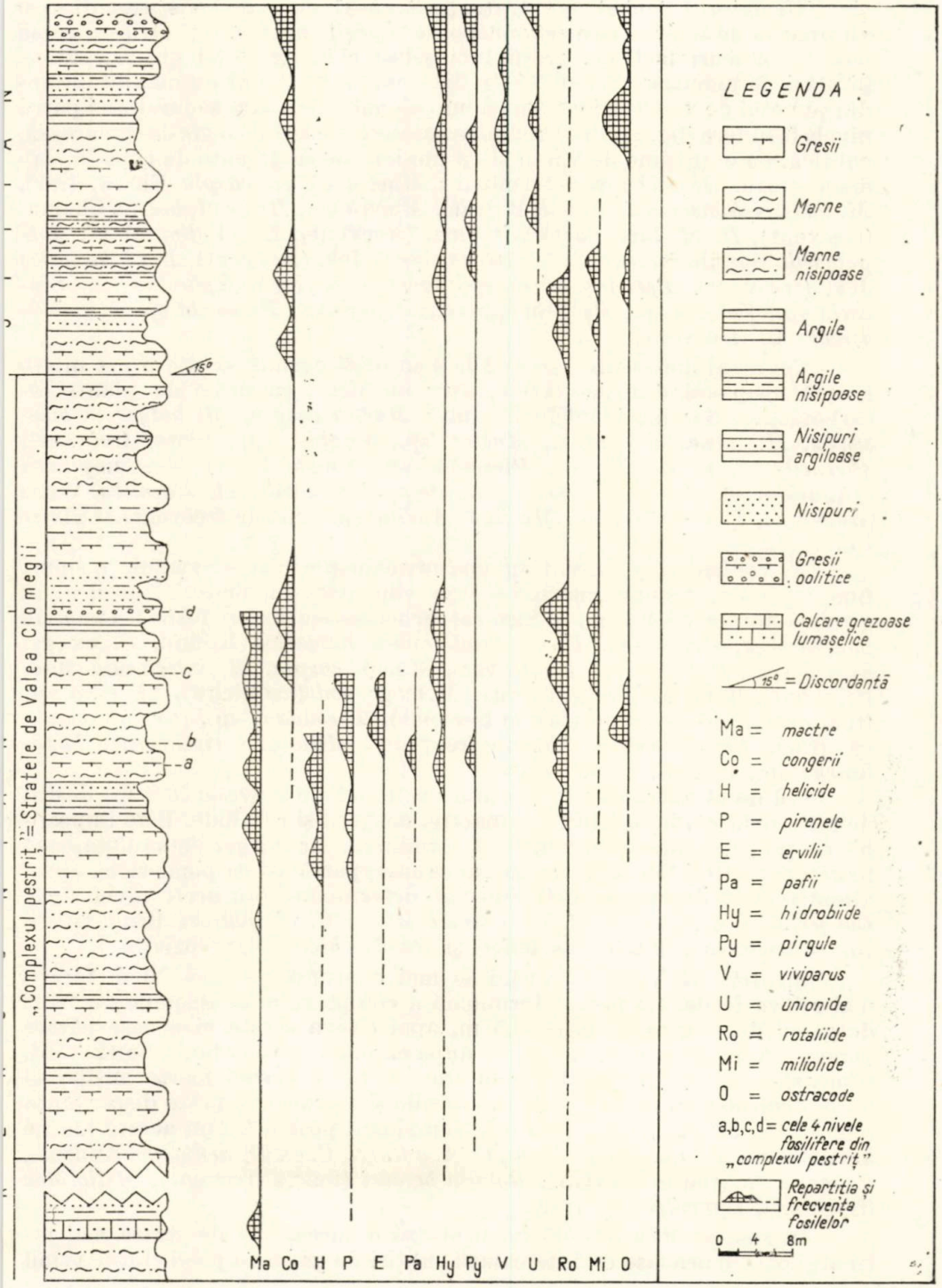


Fig. 1. Poziția limitei sarmațian-meoțian pe valea Slănicului de Buzău.

Următorul pachet de strate, gros de 31 m, este constituit dintr-o alternanţă de strate marnoase-nisipoase şi argile nisipoase pestriţe şi gresii moi în bancuri metrice, gresii lumaşelice calcaroase ori gresii oolitice, în plăci, feruginoase. Primii 25 m din acest pachet sînt de maxim interes din punctul de vedere al conţinutului paleontologic. Am separat aici patru nivele fosilifere (fig. 1). Primul dintre acestea este dat de o gresie calcaroasă, oolitică, cu o grosime de 0,5 m şi cu numeroase fragmente de cochilii slab diagenizate. De aici am determinat : *Mactra* ex gr. *caspia* Eichw. (rar), *M. bulgarica bisocensis* Sim. & B. (rar), *Mactra* sp., *Helix* cf. *bidens* Chemn. (frecvent), *H.* cf. *involutaeformis* Sinz. (frecvent), *H.* (*Vallonia*) cf. *subpulchella* Sandb. (frecvent), *Littorina soceni* Jek. (frecvent), *L.* cf. *banatica* Jek. (frecvent), *Pseudamnicola* sp. (foarte frecvent), *Hydrobia* sp., *Sinzovia* sp., *Valvata* sp., *Pyrgula* sp. (toate apar rar), *Pirenella* sp. şi *Rotalia beccari* L. (frecvent).

Cel de-al doilea nivel se află la 4 m peste primul şi este prins într-o marnă nisipoasă cenuşie-verzuie, uşor micaferă, cu urme de plante incarbonizate. Speciile identificate sînt : *Mactra caspia*, *M. bulgarica bisocensis*, *M. tapesoides* Sinz., *Mactra* sp., *Paphia* sp. (toate frecvent), *Pirenella* cf. *nefaris* Koles., *Pirenella* sp. (foarte frecvent), *Campylaea* (*Dinarica*) cf. *tutovana* (Sev.), *Chilostoma* (*Drobacia*) cf. *maeotica* Wenz (frecvent), *Leptocythere* sp., *Mutilus* (*Aurila*) sp. (ambele frecvent), *Cythere* sp. (rar).

Al treilea nivel, situat în marne nisipoase cenuşii-verzui, nisipuri fine argiloase, nisipuri cuarţoase uşor cimentate cu material argilos, în grosime totală de 2,5 m, a furnizat următoarele forme fosile : *Congeria moesia* Jek. (frecvent), *C.* cf. *panticapaea bulgarica* Koüm., *C.* ex gr. *carasi* Jek., *Congeria* sp. (toate rar), *Mactra caspia*, *M. intermedia* Mac. (frecvent), *M.* cf. *venjukovi* Andrus., *M.* ex gr. *podolica* Eichw., *?Ervilia* sp. (toate rar), *Pirenella* sp. (foarte frecvent), *Theodoxus* sp., *Pseudamnicola* sp. (rar), *Rotalia beccari* (foarte frecvent), *Miliolidae* (frecvent), *Loxoconcha* sp., otolite, characee (rar).

Cel de al patrulea nivel fosilifer este dat de o gresie (0,6 m) destul de tare, oolitică, lumaşelică, cu mactre, congerii şi rotaliide. Este imposibil de preparat mactrele pentru determinare, iar congeriile se detaşează foarte greu. Rotaliile, extrem de numeroase, participă ca pondere cu aproximativ 20% din masa rocii. Speciile determinate din acest nivel sînt : *Congeria* ex gr. *moesia*, *C.* cf. *gittneri* Brus., *C.* cf. *jadrovi* Brus. (toate foarte frecvent), *Mactra* sp. indet. şi *Rotalia beccari* (explozie).

Stratele de Valea Ciomegii se mai continuă pe încă 20 m fără a mai releva fosile. La partea terminală a complexului se dispune un banc de gresii dure, gros de circa 1,5 m, apoi cîteva strate marnoase pătate verzui-bruniu, groase de 3,5—4 m, după care, cu o discordanţă de 12—15°, urmează gresii nisipoase (1 m) cu trovanţi şi o marnă foarte nisipoasă (4 m) cenuşie-verzuie cu congerii. Gresiile şi marnele de peste discordanţa unghiulară nu mai fac parte din „ complexul pestriţ". Din aceste marne am determinat : *Congeria moesia*, *C.* cf. *gittneri*, *C.* ex gr. *neumayri* Andrus., *Congeria* sp. (toate frecvent), *Rotalia beccari* (foarte frecvent), *Miliolidae* (frecvent), *Cyprideis* sp. (rar).

În sus, pe încă 32—35 m, urmează o succesiune de strate mai întîi argiloase-marnoase cu intercalaţii subţiri de gresii în plăci (totul avînd

o grosime de 11—12 m) apoi, spre partea mijlocie a pachetului, se interpun cîteva bancuri grezoase, iar la partea terminală apare o secvență „flișoidă" (15—16 m) care se încheie printr-un banc grezos oolitic gros de 1,5 m (pl. II, pl. III, fig. 3,6). În baza acestei succesiuni se întîlnesc primele nivele clare cu congerii carenate. Din primul nivel, situat la circa 8 m peste o gresie cu unionide prost conservate, am determinat : *Congeria elongata* Jeanr., *C.* ex gr. *neumayri*, *Congeria* sp., *Dreissenomya* sp., *Viviparus moldavicus* Wenz, *Pyrgula unicarinata* Brus., *P. margarita* Neum., *P. pagodaeformis* Andrus., *Pseudamnicola* (*Aluta*) *producta unicarinata* Jek., *P.* (*Staja*) *atropida* Brus., *Valvata* sp., *Hydrobia* sp., ostracode. În acest nivel predomină congeriile, viviparele, pirgulele și ostracodele. Ultimele, extrem de numeroase, sînt reprezentate printr-o mare diversitate de genuri și specii, urmînd a fi studiate în viitor. Lipsesc cu desăvîrșire foraminiferele. Bancul de gresie oolitică, menționat mai sus, conține la partea superioară numeroase exemplare de congerii carenate, imposibil de detașat de rocă, frecvente hidrobiide, pirgule, teodoxuși etc. De la acest nivel fosilifer și pînă la stratele cu *Dosinia* mai sînt încă aproximativ 180—200 m de depozite. Asupra acestora nu vom insista în lucrarea de față. Menționăm numai că, din punct de vedere paleontologic, stratele respective sînt caracterizate, în principal, prin diverse specii de congerii și unionide.

Urmărind repartiția fosilelor în cadrul „complexului pestriț" și în stratele ce vin nemijlocit în contact cu acesta la partea superioară a profilului descris (fig. 1), observăm că în cel de al treilea nivel fosilifer apar congeriile, atît carenate cît și necarenate, care au o frecvență destul de ridicată. Concomitent dispar, sau diminuează mactrele, helicidele, pirenelele, pafiile, erviliile etc. La momentul celui de al patrulea nivel înregistrăm și explozia rotaliidelor.

Judecînd după cele expuse mai înainte credem că putem admite o limită biostratigrafică între meoțian și sarmațian în însăși interiorul „complexului pestriț". Aceasta, bineînțeles, dacă menținem punctul de vedere al geologilor români privitor la problema în cauză. Un al doilea prag, de mai mică amplitudine, situat în stratele jitiene, îl sesizăm la momentul exploziei congeriilor mitiliforme, a ostracodelor și al dispariției foraminiferelor. Evident, și acest prag poate fi considerat ca o posibilă limită biostratigrafică între kersonian și jitian. Am putea spune că, pentru comoditate, ar fi indicată raportarea întregii serii a stratelor de Valea Ciomegii la kersonian (fig. 1).

Dacă admitem că în Bazinul Dacic limita meoțian-sarmațian trece pe sub stratele jitiene, așa cum au înțeles cei mai mulți geologi români, atunci, în această accepțiune, trebuie să considerăm stratele cu Dosinia, sau echivalentele acestora, doar ca un episod mai salin situat undeva în jumătatea inferioară a meoțianului, așa după cum s-au pronunțat încă din 1948 I. Atanasiu și Emilia Saulea.

LIMITA SUPERIOARĂ A MEOȚIANULUI

În general se admite că stratele cu *Congeria* ex gr. *novorossica* Sinz. încheie etajul meoțian, atît în Bazinul Pontic, cît și în Bazinul Dacic.

Trebuie amintit, totuși, că unii autori (Popov și Kojumdjieva, 1966; Kojumdjieva, 1968; Popov, 1971 etc.) au sepa-

rat aceste strate sub denumirea de „ eupatorian" pe care-l consideră în baza stratelor de Odessa din ponţian.

După cum se ştie, D a v i t a ş v i l i (1933, 1937) a separat stratele cu *Prosodacna littoralis* şi alte cardiacee mici din sudul Ucrainei sub numele de orizont de Eupatoria. În stratele de Eupatoria se găsesc de asemenea o mulţime de gasteropode, dintre care unele de apă dulce, alături de dreisene şi *Congeria novorossica novorossica* forma typica.

Unii autori (K o l e s n i k o v , 1940; E b e r z i n , 1967 etc.) consideră eupatorianul ca un orizont de sine stătător în baza etajului ponţian, alţii, dimpotrivă, îl privesc ca fiind un facies lateral, mai îndulcit, al calcarului de Odessa (T a k t a k i ş v i l i , 1971 etc.).

Totuşi, după fauna conţinută, Eupatorianul s-ar părea că poate fi privit ca orizont în baza ponţianului inferior (= novorossian, A n d r u s o v , 1922). În orice caz, noi nu putem fi de acord ca să definim Eupatorianul, în Bazinul Dacic, prin stratele cu *Congeria novorossica navicula* şi *C. novorossica novorossica*. Aceasta pentru simplul motiv că echivalentul orizontului de Eupatoria se individualizează clar în cadrul complexului cu *Prosodacna littoralis* din baza ponţianului, unde, într-adevăr, trec şi unele congerii din grupul *novorossica*. Ar mai fi de adăugat că fauna din „ eupatorianul" diferiţilor autori, deşi săracă, manifestă multiple afinităţi cu cea din restul etajului meoţian. Apoi, se ştie că etajul ponţian a fost definit, în Pratethysul oriental, ca începînd odată cu stratele cu limnocardiide (*Prosodacna* ex gr. *littoralis*, *Pseudocatillus*, *Pontalmyra*, *Tauricardium*, *Euxinicardium* etc.) astfel că aşa-zisul eupatorian cu *Congeria* ex gr. *novorossica* nu-şi găseşte locul în ponţian. Este just, orizontul respectiv cu *Congeria* ex gr. *novorossica* s-ar putea separa, eventual, la partea terminală a etajului meoţian, în care caz ar trebui privit ca subdiviziune superioară a subetajului tmutarakanian.

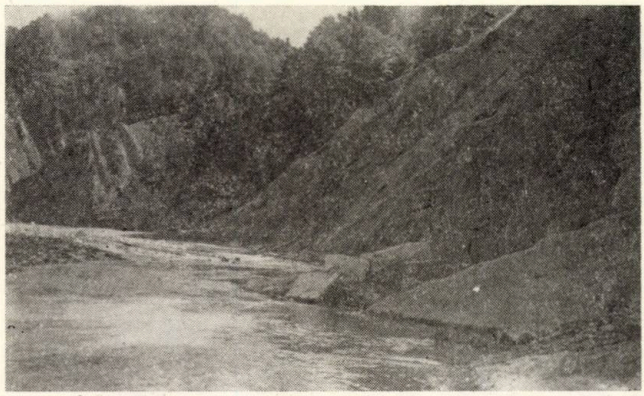
PRÉCISIONS SUR LES LIMITES DE L'ÉTAGE MÉOTIEN

RÉSUMÉ

Dans le Bassin Euxinique la limite inférieure de l'étage Méotien est tracée habituellement soit au-dessous des couches qui contiennent des mollusques marins (*Abra*, *Paphia*, *Dosinia*, *Cardium*, *Rissoa*, *Alvania*, *Odostomia*, *Gibberula*, etc.) soit à la base des couches à faune d'eau saumâtre ou dulcicole, qui se trouvent au-dessus des couches kersoniennes avec *Mactra* ex gr. *caspia*.

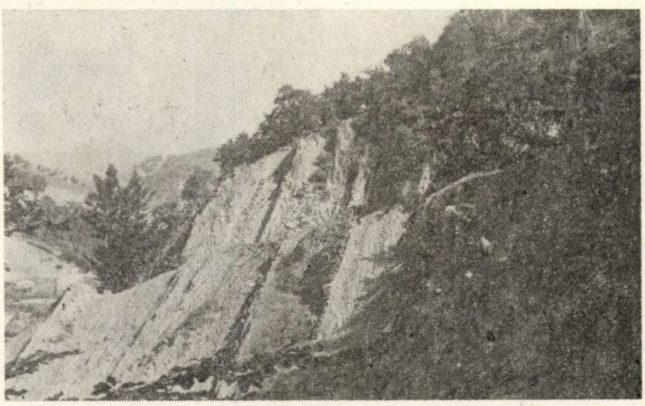
Vu que dans le Bassin Dacique les couches à *Dosinia* ont probablement une position diachrone face au Bassin Euxinique, en Roumanie nous ne saurions tracer la limite Sarmatien-Méotien au moment des premières apparitions de mollusques marins, mais à la base du complexe saumâtre-dulcicole à *Congeria* ex gr. *moldavica*, *C.* ex gr. *neumayri*, *C. martonfii*, *C. sarmatica*, *C. gittneri*, *C.* ex gr. *carasi*, *C. ramphophora*, etc., *Dreissenomya* sp., *Anodonta subatava*, *Psilunio subrecurvus*, *Viviparus moldavicus*, *Pyrgula* div. sp., *Pseudamnicola* div. sp., *Hydrobia* div. sp., Ostracodes (*Hemicythere* sp., *Cyprideis* sp., etc.), *Rotalia beccari*,

PLANȘA I



1

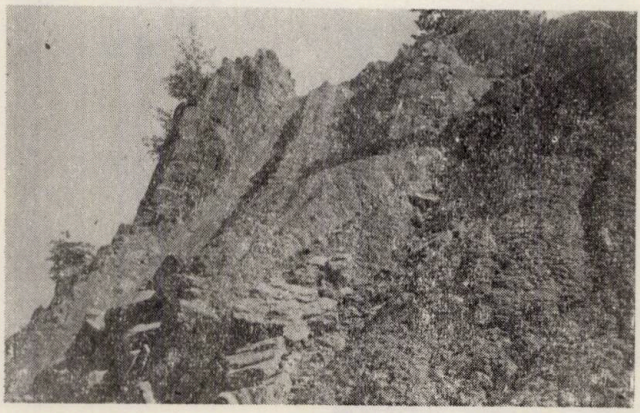
2



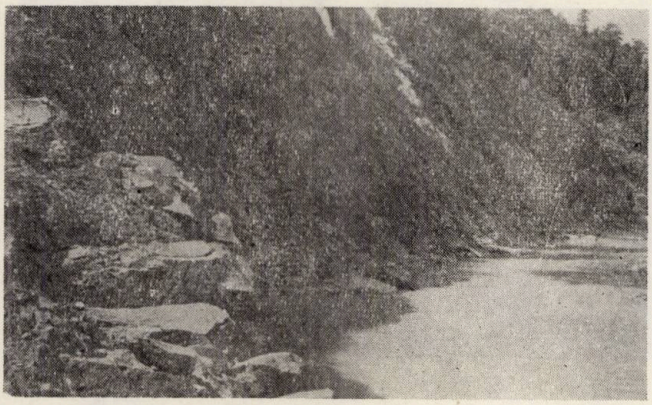
3

Fig. 1, 3, 4. — Complexul pestriț de pe Valea Milcovului; comuna Reghiu, satul Scruntari.
Fig. 2, 5. — Ultimele nivele lumașelice cu mactre kersoniene. Aceeași localizare.
Fig. 6. — Stratele meoțian inferioare (jitian). Aceeași comună.

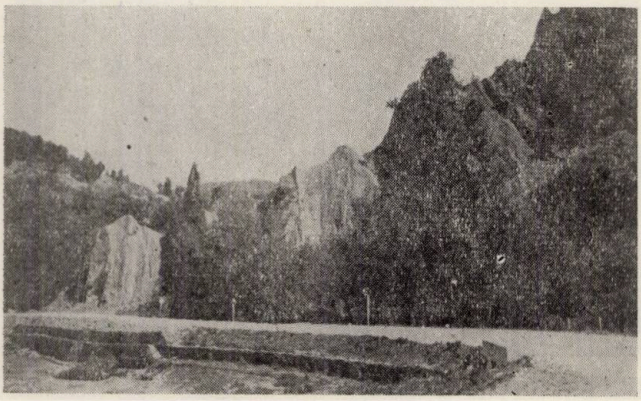
PLANȘA I *(continuare)*



4

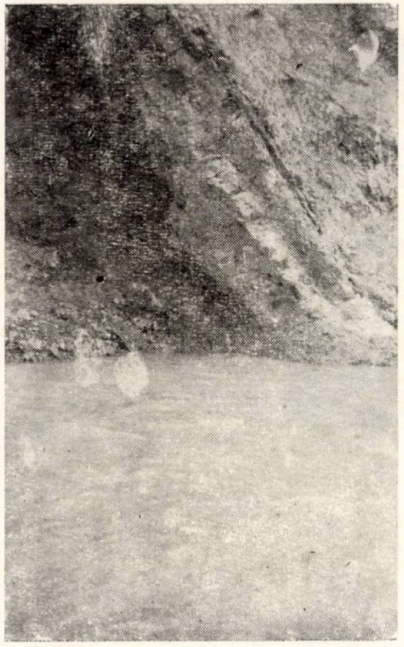


5

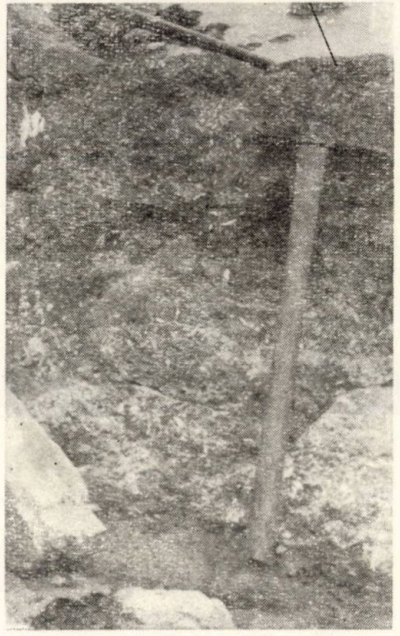


6

1



2



3

Fig. 1. — Stratele de Valea Ciomegii (= ,, complexul pestriț'') la Mînzălești, valea Slănicului.

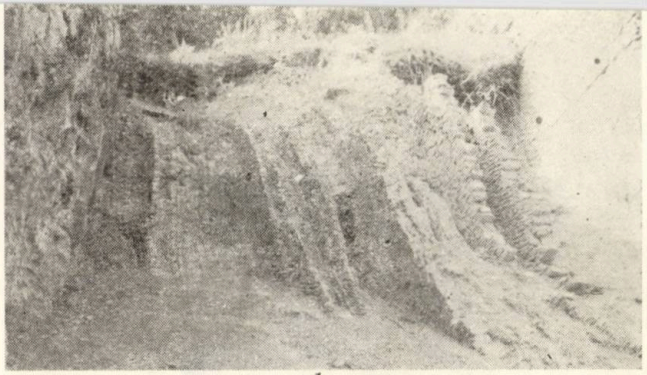
Fig. 2. — Gresie lumașelică cu mactre, congerii și rotaliide (= cel de al patrulea nivel fosilifer din stratele de Valea Ciomegii). Valea Slănicului, Mînzălești.

Fig. 3. — Banc de gresie oolitică cu congerii ex gr. mitiliforme. Valea Slănicului, Mînzălești.

4

5

Fig. 4. — Nivelul cu unionide de peste stratele de Valea Ciomegii. Aceeași localizare.
Fig. 5. — Stratul grezos-lumașelic cu *Congeria* ex gr. *novorossica* de la limita meoțian-ponțian. Valea Bisocuța, comuna Bisoca.



1

2

3

4

Fig. 1—4. — Stratele kersonian superioare cu ripple-marks și urme de picături de ploaie. Valea Rea, satul Dealul Sării, comuna Jitia.

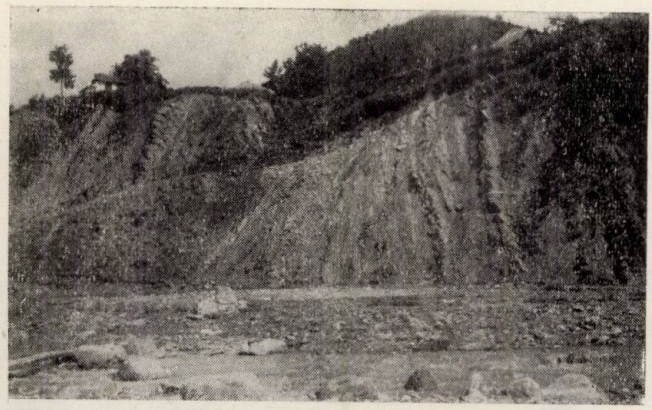


Fig. 5. — Stratele de Valea Ciomegii. Mînzălești.

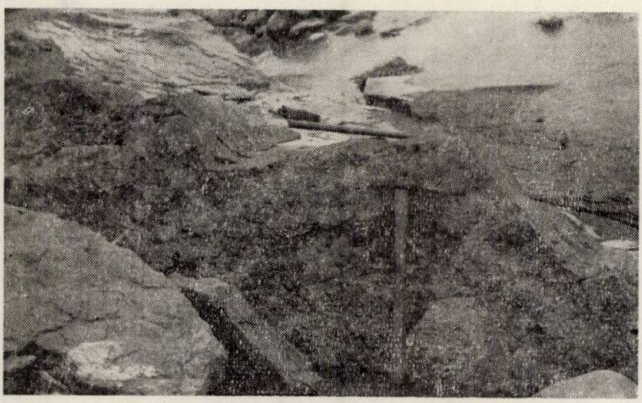
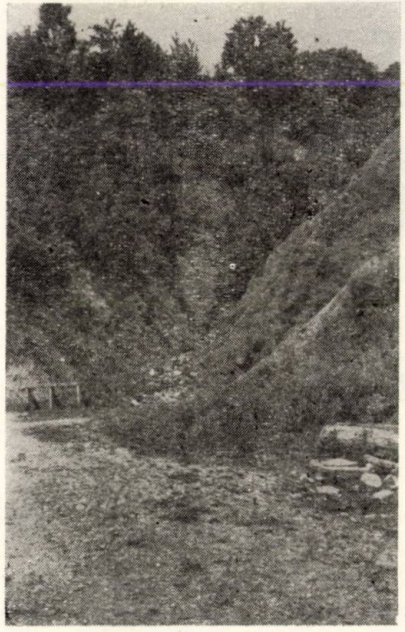


Fig. 6. — Același strat de la pl. II, fig. 3.

1

2



3

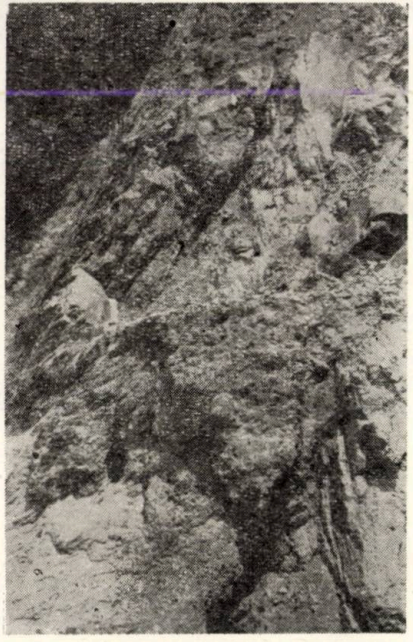


Fig. 1. — Stratele cu unionide jitiene. Valea Motnăului.
Fig. 2, 6. — Stratele meoţian superioare. Jitia de Jos.
Fig. 3,5. — Stratele cu Dosinia, Jitia de Jos, valea Rîmnicului.
Fig. 4. — Conglomeratele din baza meoţianului. Motnău.

5

6

etc. Ce complexe a été individualisé sous le nom de sous-étage Jitien (Andreescu, 1972a). A ce qu'il paraît il sera mieux de considérer ce complexe comme l'horizon inférieur du sous-étage Bagérovien.

Les nouvelles précisions concernant la limite Kersonien-Jitien se réfèrent directement aux couches appelées « le complexe bigarré » ou « la série des argiles bariolées ». Ainsi, selon le contenu faunique du « complexe bigarré » (dénommé dans cette note les couches de Valea Ciomegii), la limite Kersonien-Jitien (ou Sarmatien-Méotien) passerait soit dans l'intérieur même des couches de Valea Ciomegii, soit entre celles-ci et les couches jitiennes.

La limite supérieure de l'étage Méotien, tant dans le Bassin Euxinique que le Bassin Dacique, est tracée au niveau de la dernière couche à *Congeria novorossica navicula* et *C. novorossica novorossica* qui repose sous les premiers niveaux à Limnocardiidés du Pontien inférieur. Ainsi donc, le soi-disant sous-étage Eupatorien des différents auteurs qui engloberait les couches à *Congeria* ex gr. *novorossica* et qui était rapporté au Pontien inférieur, selon notre avis il faut le considérer comme l'horizon somnital — pas encore dénommé — du sous-étage Tmutarakanien du Méotien supérieur, parce que le vrai Eupatorien de Davitachvili contient une faune typique pontienne.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

ANDREESCU I. (1972 *a*), *Faciostratotipul Malvensianului din zona de curbură a Carpaților Orientali*, D.S. Inst. geol., **LVIII**/4 (1971).

— (1972 *b*) in *Guide de l'excursion de la Ve Réunion du Groupe de travail pour la Paratéthys* (Rédacteur coordonnateur Fl. Marinescu), p. 86—89 et 92—103, Inst. Géol., Guide de l'excursion 9, București.

— (1973), *Critical observations relating to Meotian*, Rev. roum. Geol., Géophys., Géogr., Série Géologie.

ANDRUSOV N. I. (1890), *Kercenskii izvestniak i ego fauna*, Izbr. tr., **I**, 31—107, Izd. AN SSSR, 1961, Moskva.

— (1906), *Meoticeskii iarus*, Izbr. tr., **I**, 283 — 362, Izd. AN SSSR, 1961, Moskva.,

CIOCÂRDEL R. (1950), *Le Néogène du département de Putna*, A. Com. geol., **XXIII**.

ATANASIU I., SAULEA EMILIA (1948), *Contributions à la connaissance de la faune de l'étage méotien. Rotalia beccarii L.*, Not. biologicae, **VI**, *1—2*.

EBERZIN A.G., MOTAȘ I.C., MACAROVICI N., MARINESCU FL. (1966), *Afinități pannonice și euxinice ale neogenului superior din bazinul dacic*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**, *2*.

FILIPESCU M.G. (1940), *Études géologiques de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic-Bîsca Mare (Buzău)*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXIII** (1934—1935).

FILIPESCU M.G., HANGANU ELISABETA (1966), *Asupra vîrstei și orizontării stratigrafice a depozitelor neogene postsarmatice din Subcarpați*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.

GHERMAN J. DAMIAN A. (1968), *Relațiile dintre sarmațian și meoțian între văile Rîmnicului Sărat și Slănicului de Buzău*, Petrol și gaze, **XIX**, *5*.

HANGANU ELISABETA (1966), *Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre valea Teleajen și valea Prahova*, St. tehn. econ., Seria J, *2*, București.

HANGANU ELISABETA, NEGOIȚA FLORICA (1967), *Contribuții la trasarea limitei miocen—pliocen pe bază de ostracode*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

KOLESNIKOV V.P. (1940), *Meoticeskii iarus*, Stratigrafiia SSSR, **XII**, Neogen SSSR, 331—373, Moskva.

KREJCI-GRAF K., WENZ W. (1931), *Stratigraphie und Paleontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien)*, Zeitschr. d. deutsch. geol. gessel. **83**, *2—3*, Berlin.

KULICENKO V.G. (1972), *K voprosu o vozrasle mșankovih rifov Kercenskogo poluostrova*, Geol, jurn., **XXXII**, *1*, Kiev.

MACAROVICI N., MARINESCU FL., MOTAȘ I. (1965), *Asupra neogenului superior și a ponțianului s. str. din Bazinul dacic*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.

MACAROVICI N., MOTAȘ I., CONTESCU L. (1967), *Caractères stratigraphiques et sédimentologiques des dépôts sarmato-pliocènes de la courbure de Carpates Orientales*, An. șt. Univ. „Al. I. Cuza", Iași, Secț. a II-a, **XIII**, Iași.

MARINESCU FL. (1969), *Precizări stratigrafice privind Sarmațianul și Meoțianul din nordul Olteniei*, D.S. Inst. geol., **LIX**/3 (1967).

MOTAȘ I., PAPAIANOPOL I. (1972), *Biostratigrafia succesiunii Meoțian- Pleistocen dintre Călugăreni și Vadu Săpat (jud. Prahova)*, D.S. Inst. geol., **LVIII**/4.

NEVESSKAIA L.A. (1969), *Ob obiome, polojenii i stratigraficescom podrazdelenii Meoticeskogo iarusa*, AN MSSR, Strat. Neog. Moldavii i iuga Ukrainî, Kișiniov.

PANĂ IOANA (1964), *Asupra limitei Sarmațian-Meoțian din regiunea cuprinsă între valea Buzăului și afluentul său, Bălăneasa*, Anal. Univ. București, Seria șt. nat., geol. -geogr., **XIII**, *2*.

— (1966) Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și valea Bălăneasa. Inst. geol., St. tehn. econ., Seria J, *1*.

POPOV N. (1971), *Stratigraphie du Pliocène de type gétique en Bulgarie comparée aux régions voisines*, Földt. Közl. Bull. Hung. Geol. Soc., *101*, Budapest.

SAULEA EMILIA (1965), *Contributions à la stratigraphie du Miocène supérieur*, VIIe Congr. Assoc. Carp.- Balk. 2e Ser., **1**, Sofia.

STOICA C. (1952), *Considerații privind stratigrafia Neogenului din valea Buzăului*, D.S. Inst. geol., **XLV**.

TEISSEYRE W. (1909), *Asupra etajelor Meotic, Pontic și Dacic din regiunea subcarpatică a Munteniei de răsărit*, An. Inst. geol. Rom. II.

Primit în redacție la 24 decembrie 1972

Institutul geologic

GENUL *GILLETELLA* ÎN DEPOZITELE DACIANULUI SUPERIOR DINTRE VALEA CEPTURA ȘI VALEA SCHEII (JUD. PRAHOVA)

DE

I. PAPAIANOPOL

55 (05)

Lamelibranchiatele și gastropodele de talie mică participă în mod activ, printr-un mare număr de indivizi și specii, la alcătuirea asociațiilor paleontologice proprii diferitelor subdiviziuni stratigrafice ale seriei pliocene din Bazinul Dacic.

Aceste forme sînt încă insuficient cunoscute. Studiile efectuate pînă în prezent asupra acestora de către M a r i e t a P a u l i u c (1965, 1969) și I o a n a P a n ă (1966, 1967) au reușit să pună în evidență importanța moluștelor de dimensiuni mici pentru orizontarea stratigrafică de detaliu a etajelor pliocenului, pentru identificarea unor nivele stratigrafice, cît și pentru paralelizarea depozitelor sincrone din diferite regiuni.

Cu prilejul cercetărilor de teren efectuate la est de valea Cricovul Sărat am recoltat din depozitele dacianului superior (parscovian) numeroase moluște de talie mică, într-o foarte bună stare de conservare. Dintre lamelibranchiate se întîlnesc destul de frecvent forme care se caracterizează prin valvele foarte fragile și de dimensiuni mici, lipsite de o costație radiară pe suprafața externă, și printr-o șarnieră foarte simplă, redusă la cîte un mic dinte cardinal pe fiecare valvă. Compararea cu diferitele genuri cunoscute în literatură, care prezintă caractere comparabile, nu ne-a permis încadrarea acestor forme în nici unul dintre genurile descrise.

Recent, F l . M a r i n e s c u (1973) a creat, pe baza unui material recoltat de E . J e k e l i u s de la Tirol (Banatul românesc), genul *Gilletella*. Complexul de moluște fosile de la Tirol este considerat de F l . M a r i n e s c u (1973) ca aparținînd părții superioare a ponțianului mediu,

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 559–565, București, 1973

adică portaferrianului superior. Conform diagnozei autorului, principalele caractere ale genului *Gilletella* sînt conturul aproape eliptic al valvelor, care au o carenă largă și rotunjită, lipsa oricăror elemente de ornamentație, exceptînd striurile de creștere, și șarniera aproape complet ștearsă la care se păstrează uneori doar un cardinal foarte redus.

Comparînd exemplarele noastre cu cele de la Tirol, am remarcat existența a numeroase trăsături comune, care permit atribuirea exemplarelor recoltate din dacianul superior genului *Gilletella* Marinescu. Atît materialul paleontologic pe baza căruia am făcut comparațiile, cît și fotografiile speciei panonice necesare întocmirii planșelor ne-au fost puse la dispoziție, cu o deosebită amabilitate, de către Fl. Marinescu, căruia îi mulțumim pe această cale.

În succesiunea dacianului superior dintre valea Ceptura și valea Scheii se individualizează un nivel constituit din nisipuri foarte fine, de culoare cenușie sau gălbuie, în care se întîlnesc frecvent viviparide de talie destul de mare, care aparțin grupului *Viviparus rumanus* Tournouër, dar care se deosebesc totuși de exemplarele tipice ale acestei specii. Atît în nisipurile fine, dar mai ales în materialul provenit din umplutura viviparușilor se întîlnesc numeroase exemplare de dimensiuni mici aparținînd genurilor și subgenurilor *Gilletella*, *Limnodacna*, *Horiodacna*, *Euxinicardium*, *Pseudocatillus*, *Congeria*, *Dreissena*, *Pyrgula*, *Melanopsis*, *Theodoxus* etc.

Exemplarele atribuite genului *Gilletella* au fost recoltate pînă în prezent din trei puncte de apariție la zi ale dacianului superior, pe care le vom urmări de la vest către est.

În zona terminației periclinale vestice a anticlinalului Ceptura-Urlați apare în dealul Urloiu pachetul de nisipuri fine menționat mai sus. Asociația paleontologică este constituită în principal din *Viviparus* ex gr. *rumanus* Tournouër, *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Ps.*) *neumayri neumayri* (Fuchs), *Limnodacna rumana* Papaianopol et I. Motaș și *Congeria* div. sp. Exemplare ale genului *Gilletella* se găsesc atît în nisipuri, cît și în umplutura viviparișilor. Către est, nisipurile fine cenușii apar pe valea Budurească în dealul Belciu Mare. Din acest punct a fost recoltat cel mai mare număr de exemplare (circa 200), atît din nisipuri, dar mai ales din materialul provenit din umplutura formelor de *Viviparus*. În aceste nisipuri viviparișii sînt deosebit de frecvenți, în mod subordonat asociindu-se cu ei *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Prosodacnomya*) *stenopleura* Sabba, *Horiodacna rumana* Sabba. Pe valea Scheii, exemplare ale genului *Gilletella* nu au fost încă întîlnite în nisipuri (care aici sînt ușor marnoase), ci doar în materialul provenit din cochilia viviparidelor, care aici se întîlnesc împreună cu *Prosodacna*, (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Ps.*) *haueri vitzui* Cobălcescu *P.* (*Ps.*) *haueri porumbari* Cobălcescu, *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *conattactum* Ebersin.

INCERTE FAMILIAE

Genul **Gilletella** Marinescu, 1973

Specia tip **Gilletella suzettae** Marinescu, 1973

Gilletella dacica Papaianopol sp. nov.

(pl. I, fig. 1—8; pl. II, fig. 5—8; pl. III, fig. 1—2; pl. IV, fig. 1—2; pl. V, fig. 1—2)

Holotip : nr. 10.870, pl. I, fig. 1, colecţia Institutului geologic, Bucureşti.

Derevatio nominis : de la Bazinul Dacic.

Locus tipicus : dealul Belciu Mare, 2 km sud-vest de comuna Călugăreni, judeţul Prahova.

Stratum tipicum : orizontul nisipurilor fine de culoare cenuşie sau gălbuie cu *Viviparus* ex gr. *rumanus* Tournouër, *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Prosodacnomya*) *stenopleura* Sabba, *Horiodacna rumana* Sabba.

Diagnoza :

Valve de talie mică, slab convexe, subţiri, fragile, slab inechilaterale, cu contur eliptic. Umbonele mic. Suprafaţa externă a valvelor este lipsită de orice elemente de ornamentaţie, exceptînd numeroasele striuri de creştere foarte bine marcate. O carenă largă şi rotunjită coboară de la umbone în unghiul infero-posterior al valvelor. Şarniera fiecărei valve este formată din cîte un mic dinte cardinal. Linia mantalei întreagă.

Descrierea :

Valve de dimensiuni foarte mici, în general subcentimetrice, subţiri şi extrem de fragile, deseori chiar translucide, cu contur oval-eliptic sau eliptic, slab inechilaterale. Umbonele mic, ascuţit, prosogir, slab reliefat deasupra marginii cardinale. Marginea cardinală, slab arcuată, are o ramură anterioară dreaptă sau uşor concavă şi o ramură posterioară aproape dreaptă. Marginea anterioară puternic convexă se racordează gradat, prin treceri rotunjite cu marginile adiacente. Marginea inferioară slab arcuată. Cea posterioară, scurtă, aproape dreaptă sau uşor arcuată se uneşte treptat atît cu marginea inferioară, cît şi cu ramura posterioară a marginii cardinale.

Suprafaţa externă a valvelor este cu totul netedă, lipsită de orice elemente de ornamentaţie externă, exceptînd numeroasele striuri de creştere. Cîmpul anterior larg al suprafeţei externe este separat de cel posterior, îngust şi aproape plan, printr-un pliu care coboară de la umbone în unghiul infero-posterior al valvelor. În treimea superioară a acestora acest pliu este mai bine exprimat luînd aspectul unei carene, rotunjindu-se treptat, pe măsură ce coboară către marginea inferioară a valvelor.

Platoul cardinal subțire. Șarniera foarte simplă este constituită pe fiecare valvă din cîte un dinte cardinal situat sub vîrful umbonelui, care se dezvoltă de obicei sub forma unui mic tubercul alungit, dispus oblic sau aproape perpendicular față de marginile platoului cardinal. Pe ambele valve acest dinte este însoțit de cîte o mică fosetă.

Impresiunea mușchiului anterior de formă rotunjită este de obicei mult mai bine exprimată decît cea a mușchiului posterior, care are în mod obișnuit o formă ovală. Linia mantalei întreagă. La unele exemplare se observă o foarte slabă îndoire a liniei mantalei, schițîndu-se în acest fel un vag început de sinus (pl. III, fig. 1a).

Diagnose :

Coquille de petite taille, faiblement inéquilatérale (presque équilatérale dans les stades jeunes), très mince, fragile, parfois translucide, avec contour elliptique. Le crochet petit et aigu. La surface des valves est complètement lisse, sans une costulation externe. En échange sur la surface externe on peut observer des striés de croissance très nombreuses. Un pli arrondi, descend du crochet dans l'angle inféro-postérieur des valves en séparant le champ antérieur large du champ postérieur étroit. La charnière est très reduit. A chaque valve la charnière contient une petite dent cardinale. La ligne palléale entière. Parfois on remarque un vague début du sinus.

Comparații :

Specia descrisă se deosebește de *Gilletella suzettae* Marinescu, specia tip a genului, prin dimensiunile mult mai mici și convexitatea redusă a valvelor, dar în principal prin dezvoltarea dintelui cardinal pe fiecare valvă. La *Gilletella suzettae* Marinescu, dentiția este absentă, observîndu-se doar uneori sub umbone, în locul dintelui cardinal, o slabă umflătură. În plus de asta la specia panonică carenajul suprafeței externe este mai bine exprimat.

Ținem să precizăm că la *Gilletella dacica* sp. nov. prezența dintelui cardinal poate fi observată numai la exemplarele foarte bine conservate, provenite din umplutura viviparidelor de talie mare. La majoritatea val-

PLANȘA I

Fig. 1. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4), holotip, *1*, vedere externă; *1a*, vedere internă, valea Budurească, dealul Belciu Mare (jud. Prahova), dacian superior (parscovian).

Fig. 2. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4), *2*, vedere externă; *2a*, vedere internă, valea Budurească, dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian).

Fig. 3. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4), *3*, vedere externă; *3a*, vedere internă, dealul Urloiu (jud. Prahova), dacian superior (parscovian).

Fig. 4. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4), *4*, vedere externă; *4a*, vedere internă, dealul Urloiu, dacian superior (parscovian).

Fig. 5. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4), *5*, vedere externă; *5a*, vedere internă, valea Budurească, dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian).

Fig. 6. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4), *6*, vedere internă; *6a*, vedere externă, valea Budurească, dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian).

Fig. 7. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4), *7*, vedere externă; *7a*, vedere internă, valea Scheii (jud. Prahova), dacian superior (parscovian).

Fig. 8. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4), *8*, vedere externă; *8a*, vedere internă valea Scheii, dacian superior (parscovian).

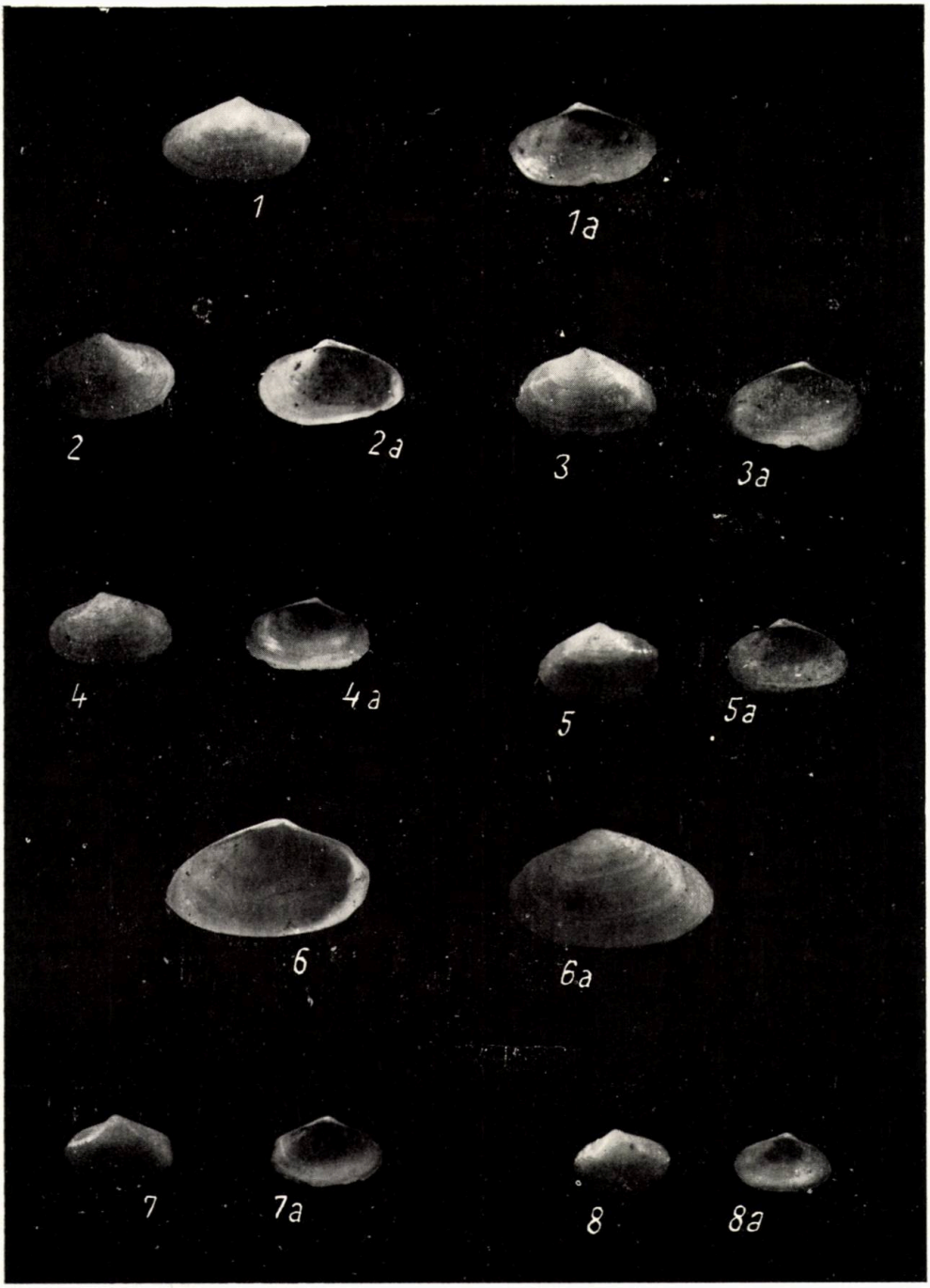

1
1a
2
2a
3
3a
4
4a
5
5a
6
6a
7
7a
8
8a

Fig. 1. — *Gilletella suzettae* Marinescu (× 2), *1*, vedere externă; *1a*, vedere internă, Tirol (Banat), ponţian mediu (portaferrian).

Fig. 2. — *Gilletella suzettae* Marinescu (× 2), *2*, vedere externă; *2a* vedere internă, Tirol (Banat), ponţian mediu (portaferrian).

Fig. 3. — *Gilletella suzettae* Marinescu (× 2), *3*, vedere externă; 3*a*, vedere internă, Tirol (Banat), ponţian mediu (portaferrian).

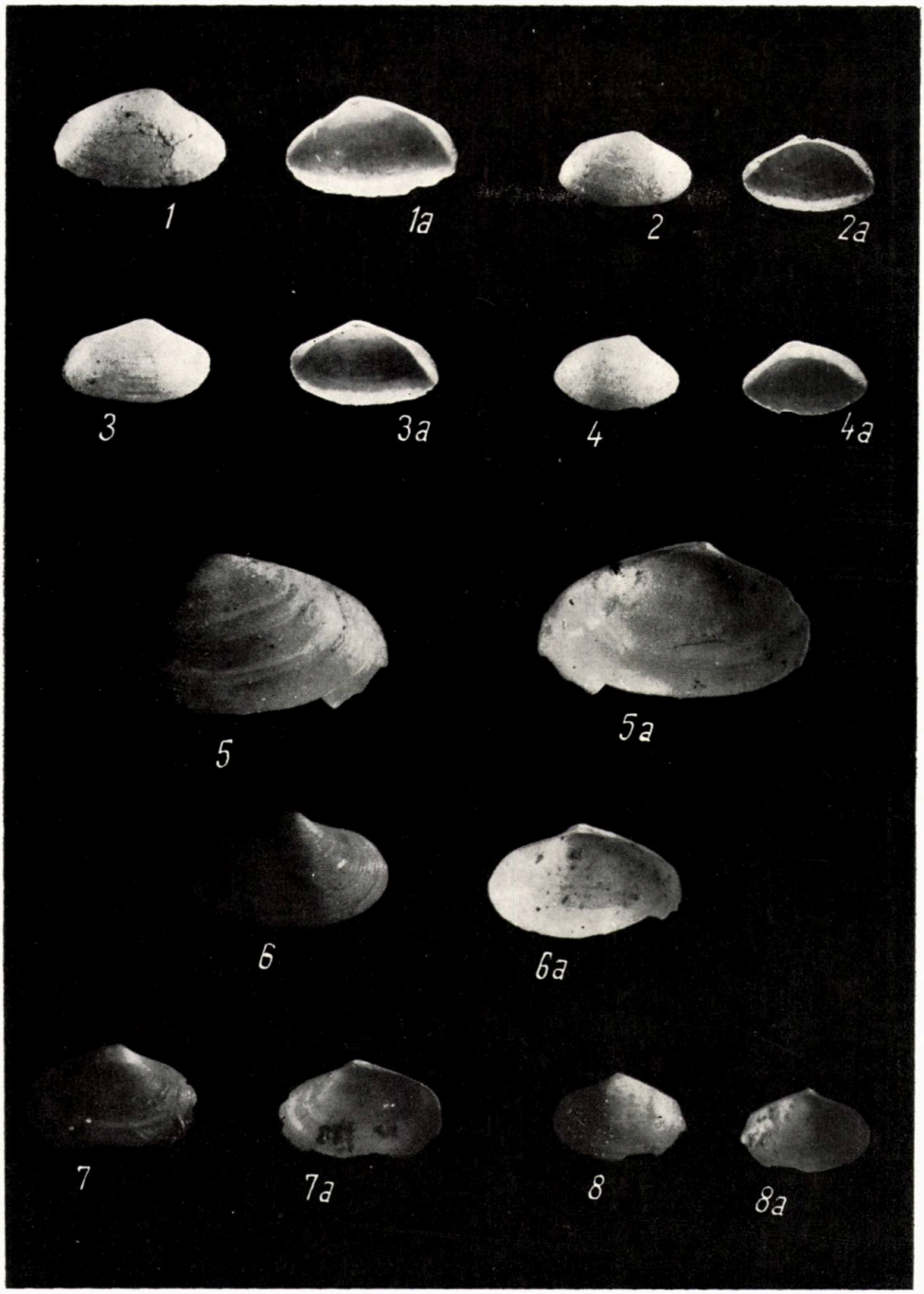
Fig. 4. — *Gilletella suzettae* Marinescu (× 2), *4*, vedere externă; *4a*, vedere internă, Tirol (Banat), ponţian mediu (portaferrian).

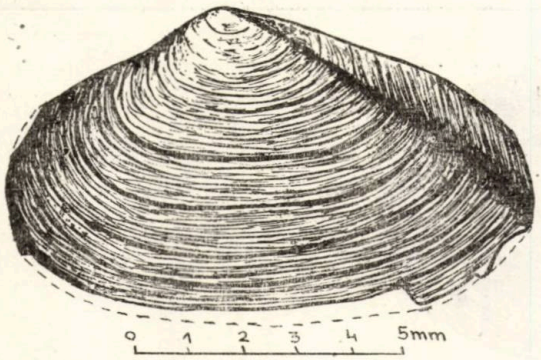
Fig. 5. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4), *5*, vedere externă; *5a*, vedere internă, valea Budureasca, dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian).

Fig. 6. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4), *6*, vedere externă; *6a*, vedere internă, dealul Urloiu, dacian superior (parscovian).

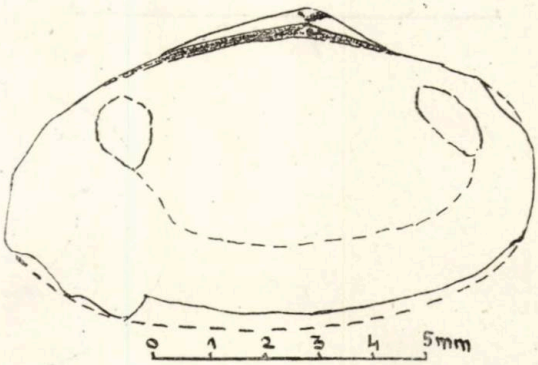
Fig. 7. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4); *7*, vedere externă; *7a*, vedere internă, valea Scheii, dacian superior (parscovian).

Fig. 8. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 4), *8*, vedere externă; *8a*, vedere internă valea Budureasca, dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian).

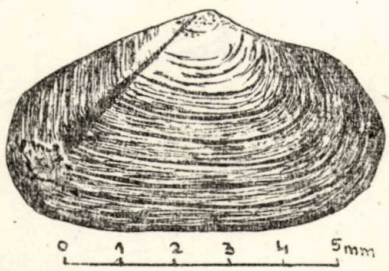

1
1a
2
2a
3
3a
4
4a
5
5a
6
6a
7
7a
8
8a



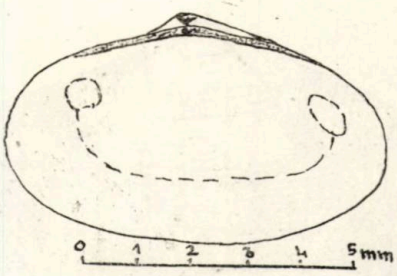
1



1a



2



2a

Fig. 1. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 7), *1*, vedere externă; *1a*, vedere internă, valea Budureasca, dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian).

Fig. 2. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 7), *2*, vedere externă; *2a*, vedere internă, valea Budureasca, dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian)

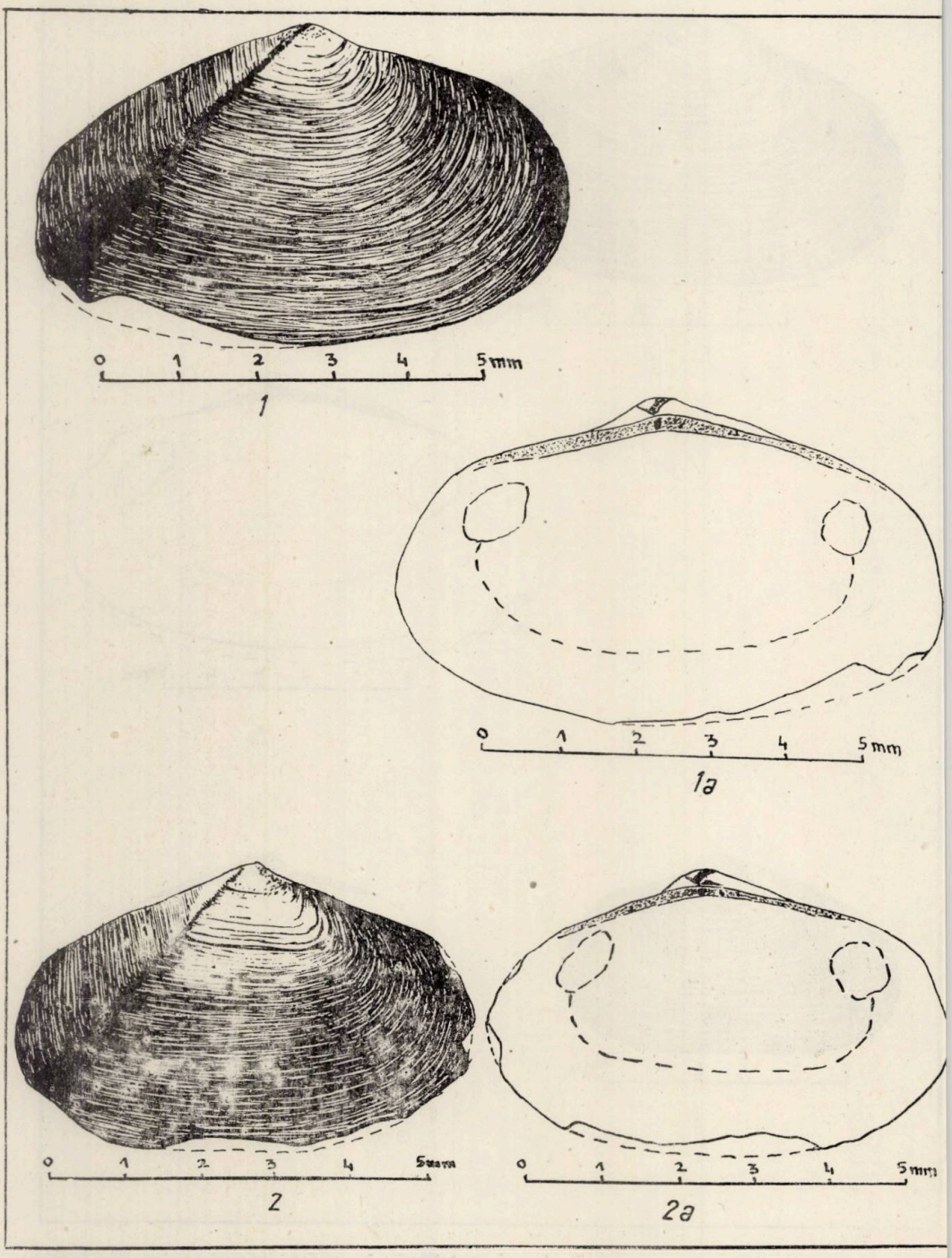


Fig. 1. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 11), *1*, vedere externă ; *1a*, vedere internă, dealul Urloiu, dacian su rior (parscovian).

Fig. 2. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 11), *2*, vedere externă ; *2a*, vedere internă, valea Scheii, dacian su rior (parscovian).

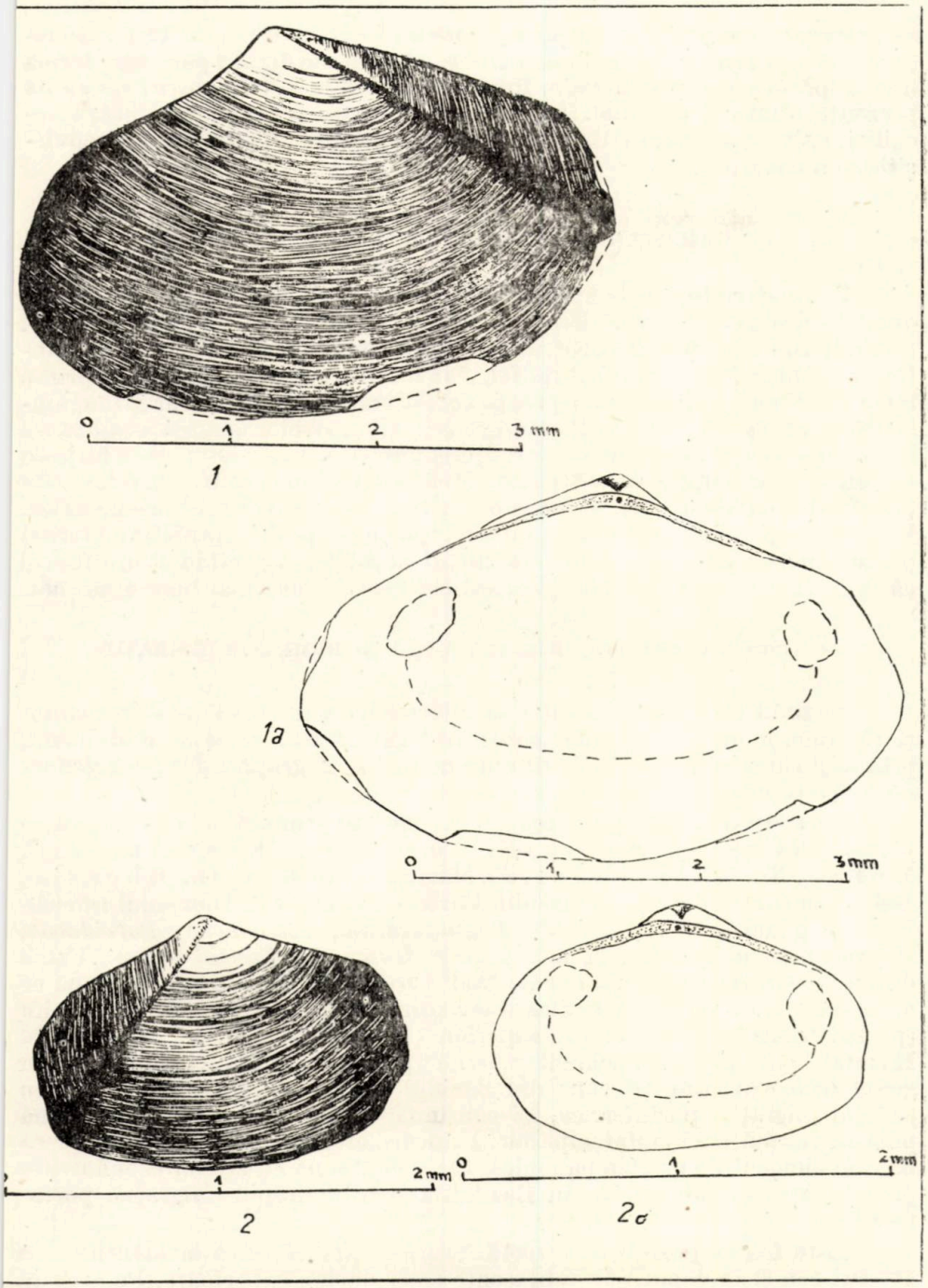


Fig. 1. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 20), *1*, vedere externă; *1a*, vedere internă, valea Budureasca, dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian).

Fig. 2. — *Gilletella dacica* sp. nov. (× 30), *2*, vedere externă; *2a*, vedere internă, valea Budureasca, dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian).

velor recoltate direct din nisipuri şi care au fost supuse chiar în mică măsură acţiunii fenomenelor de coroziune, platoul cardinal apare sub forma unei suprafeţe complet netede, fiind imposibilă în aceste cazuri sesizarea prezenţei dintelui cardinal. În afară de aceasta, datorită fragilităţii cochiliei, valvele provenite din nisipuri sînt fragmentate în majoritatea covîrşitoare a cazurilor.

OBSERVAŢII ASUPRA EXEMPLARELOR TINERE

În materialul paleontologic recoltat există numeroase forme juvenile, care permit urmărirea dezvoltării ontogenetice a acestei specii. Schimbările care pot fi observate se petrec în principal pe seama modificării conturului valvelor. Astfel, la formele cu dimensiuni cuprinse între 1 şi 2 mm valvele sînt aproape echilaterale şi au un contur triunghiular-rotunjit (pl. V, fig. 2). Pe măsura creşterii valvelor acestea se alungesc în direcţia axului antero-posterior, ajungîndu-se în cele din urmă la formele cu un contur eliptic caracteristic. Modificarea conturului valvelor este principalul caracter care se schimbă în decursul dezvoltării ontogenetice. În ceea ce priveşte celelalte caractere (şarniera, pliul suprafeţei externe) nu se constată existenţa unor modificări notabile, exceptînd poate faptul că la formele foarte mici dintele cardinal este deseori mai bine exprimat.

CONSIDERAŢII PRIVIND ORIGINEA, CĂILE ŞI MOMENTUL MIGRAŢIEI

Bazinul Dacic, prin poziţia sa intermediară între bazinele Pannonic şi Euxinic, a jucat rolul unei puuţi de legătură între cele două domenii, prin mijlocirea sa avînd loc la diferite momente migraţia diferitelor genuri de moluşte fosile într-un sens sau altul.

Una dintre migraţiile foarte distinct exprimată a fost migraţia portaferrică (A. G. Eberzin, 1965; A.G. Eberzin, I.C. Motaş, N. Macarovici, Fl. Marinescu, 1966; A. G. Eberzin, 1967), cu care prilej au pătruns din Bazinul Pannonic în Domeniul Dacico-Euxinic genurile şi subgenurile *Phyllocardium*, *Pteradacna*, *Parvidacna*, *Arpadicardium*, precum şi adevăratele forme de *Tauricardium*. Unele dintre aceste elemente, cum ar fi *Phyllocardium* şi *Tauricardium*, după ce ating o dezvoltare şi o diversificare accentuată în timpul ponţianului mediu (portaferrian) şi ponţianului superior (Bosphorian) se perpetuează în Bazinul Dacic pînă în dacianul superior (parscovian). La fel este cazul cu genul *Gilletella* care, pătruns din Bazinul Pannonic în cel Dacic, tot cu prilejul migraţiei portaferrice, îşi continuă existenţa în acesta din urmă pînă în timpul dacianului superior. Prin urmare, genul *Gilletella* apare ca un nou element de origine panonică, care, împreună cu celelalte cunoscute pînă în prezent, au migrat în Bazinul Dacic în timpul migraţiei portaferrice.

Este foarte posibil ca cercetările ulterioare să ducă la identificarea acestui gen şi în depozitele subjacente celor dacian superioare. Pe această cale vor putea fi clarificate atît problemele legate de evoluţia sa în timp, precum şi cele referitoare la importanţa sa stratigrafică.

РОД GILLETELLA В ВЕРХНЕДАКИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЖДУ ДОЛИНОЙ ЧЕПТУРА И ДОЛИНОЙ СКЕЙ (УЕЗД ПРАХОВА)

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

В дакийских отложениях Дакийского бассейна встречаются очень часто моллюски маленьких размеров. Эти очень интересные формы ещё мало изучены. В данной статье описывается *Gilletella dacica sp.* nov., обнаруженная в верхнедакийских отложениях (парсковский подъярус) Мунтении. Этот вид был найден между долиной Чептура и долиной Скей (уезд Прахова) в ассоциации с *Viviparus* ex gr. *rumanus* Tournouër, *Horiodacna rumana* Sabba, *Prosodacna (Prosodacnomya) stenopleura* Sabba.

ОПИСАНИЕ

Раковина очень маленькая, часто прозрачная, необычайно тонкостенная и очень хрупкая. Макушки маленькие, едва выдающиеся над замочным краем. Наружная поверхность совершенно гладкая, покрыта только нежными, концентрическими штрихами нарастания. Широкое переднее поле отделяется от узкого заднего поля округлым перегибом.

Замочный аппарат очень ослабленный и состоит из одного маленького кардинального зуба, расположенного в каждой створке под макушкой на тонкой замочной площадке.

Внутренняя поверхность гладкая. Мантийная линия цельная, иногда с небольшим притуплением позади.

СРАВНЕНИЯ И ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вид *Gilletella suzettae* Marinescu (тип рода *Gilletella* Marinescu) происходит из среднепонтических (портаферрских) отложений Паннонского бассейна (Румынский Банат). Наш вид отличается от *Gilletella suzettae* Marinescu, помимо значительно меньших размеров, развитием маленьких кардинальных зубов на обеих створках. У *Gilletella suzettae* Marinescu вместо кардинальных зубов наблюдается иногда под макушкой чуть заметное утолщение.

BIBLIOGRAFIE

Eberzin A.G. (1965), *Sistema i filogheniа solonovatovodnîh kardiid*, Voprosî teoreticeskoi i prikladnoi malakologhii, Sb. 2, Moskva-Leningrad.

— (1967), *Solonovatovodnîe kardiidî. Ceasti V* (*Pseudocatillus, Didacnomya, Macradacna*), Tr. Paleont. Inst., **112**, Moscova.

Eberzin A.G., Motaş I.C., Macarovici N., Marinescu Fl. (1966), *Afinităţi panonice şi euxinice ale Neogenului superior din Bazinul Dacic*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**, *2*, Bucureşti.

Marinescu Fl. (1973), *Fauna de moluşte ponţiene de la Tirol* (*Banatul românesc*), Mem. Inst. geol., **XVIII**, Bucureşti.

PANĂ IOANA (1966), *Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și valea Bălăneasa*, St. tehn. econ., J, *1*, București.

— (1967), *Elemente noi în fauna de cardiacee pliocene din Bazinul văii Buzăului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *2*, București.

PAULIUC MARIETA (1965), *Importanța stratigrafică a unor moluște de talie mică din pontianul chiuvetei Șoimari*, Anal. Univ. București, Seria șt. nat., geologie-geografie, **XIV**, București.

— (1969), *O nouă specie de cardiide din dacianul depresiunii Șoimari*, Anal. Univ. București, Seria geologie, **XVIII**, București.

Primit în redacție la 15 decembrie 1972

Institutul geologic

UN NOU NIVEL DE CINERITE ÎN ORIZONTUL CENUȘIU (HELVEȚIAN SUPERIOR) DIN DEPRESIUNEA PERICARPATICĂ—ZONA DE CURBURĂ

DE

H. NICHIFORESCU și TAMARA NICHIFORESCU

55(05)

În studierea și cartarea depozitelor miocene din Depresiunea Pericarpatică, caracterul litologic are — în lipsa unor asociații faunistice caracteristice — un rol foarte important, uneori fiind singurul criteriu (excepție făcînd sarmațianul) în separarea unor diviziuni în stiva groasă de depozite, de 1 500—2 000 m a miocenului.

În felul acesta, în miocenul inferior din Depresiunea Pericarpatică (și chiar Depresiunea Getică) au fost separate formațiunea cu sare inferioară, orizontul roșu și orizontul cenușiu cu două suborizonturi : cenușiu inferior și cenușiu superior.

În orizontul cenușiu (helvețian superior) — de care ne vom ocupa mai mult în lucrarea de față —, cu o litologie extrem de uniformă, caracterizată printr-o alternanță de marne și gresii, cu nivele de gipsuri, singurele elemente reper care ajută la corelarea acestor depozite pe distanțe mari sînt reprezentate prin gipsul de Perchiu, stratele de Valea Calului, șisturile dolomitice și tufurile dacitice.

Ultimele — tufurile dacitice — au căpătat, pe măsură ce au fost executate noi cercetări de suprafață și foraje, un rol important ca reper litologic.

Acestea constituie, pe de altă parte, alături de aparițiile de sulfuri polimetalice de la Jitia, Andreiașu, Nereju [1,2], indicații mportante ale existenței unui vulcanism cantonat, posibil, la exteriorul Carpaților Orientali, problemă care însă n-o vom discuta acum.

În 1959, I. Stan [3] identifică pentru prima dată, în valea Zăbalei, un nivel de tufuri situat stratigrafic sub tuful de Slănic (pe care îl echivalăm cu tuful de Dej), pe care l-a denumit tuful de Nereju.

---

[1] A. Baltă, H. Nichiforescu, Tamara Nichiforescu, I. Popescu, C. Condurachi (1971), *Raport geologic-Prospecțiuni în M-ții Vrancei, zona Jitia — Vintileasca — Nereju, pentru mineralizații cu sulfuri polimetalice*, arh. I.G.P.S.M.S., București.

[2] C. Stoica, Tamara Nichiforescu, H. Nichiforescu, I. Gherasie, Ecaterina Roșculescu (1971), *Raport geologic. Sinteza lucrărilor de cercetare geologică efectuate în zona neogenă a Carpaților Orientali, între valea Trotușului și valea Dîmboviței, perimetrul sud valea Milcov — valea Zăbala*, arh. I.G.P.S.M.S., București.

[3] I. Stan (1959), *Raport geologic asupra regiunii Nereju-Reghiu-Andreiașu (Vrancea)*, arh. I.G.P.S.M.S., București.

St. cerc., geol. geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p., 569—576, București, 1973

În privinţa tufului de Nereju, valoarea lui ca reper litologic pe o arie mare este pentru noi deosebit de clară. El a mai fost întîlnit, în afară de valea Zăbala, cu variaţii litofaciale şi de grosime, din valea Slănicului de Buzău pînă în valea Putnei (Vrancea)[4,5].

Asocierea lui cu şisturile dolomitice — element litologic tipic acestui suborizont, verificat în întreaga Depresiune Pericarpatică — localizează tuful de Nereju în mod cert în suborizontul cenuşiu superior, şi anume în jumătatea superioară a acestuia [6].

Din punct de vedere mineralogic, se deosebeşte de tuful de Slănic prin proporţia apreciabilă de biotit (pînă la 5% din masa rocii) şi printr-un proces de devitrificare mai avansat, ce imprima sticlei un caracter criptocristalin.

Un nivel inferior tufului de Nereju a fost intuit şi de alţi geologi. Astfel, I. Stan [7] consideră nivelul de tufuri dacitice verzui, cu intercalaţii de gresii de Răchitaşu, din dealul Bezii, mai vechi decît tuful de Nereju. În urma cercetărilor întreprinse de noi [8], s-a constatat că atît prin poziţia stratigrafică, cît şi prin aspectul petrografic şi conţinutul micropaleontologic aceste tufuri sînt tortoniene, echivalente cu tuful de Slănic. De fapt, chiar I. Stan, din cauza unei lacune de observaţie de 300 m, îşi exprimă îndoiala atunci cînd îl plasează sub tuful de Nereju.

G. Vasilescu şi echipa [9] remarcă pe o serie de afluenţi de stînga ai văii Zăbala, la est de Năruja, un nivel fragmentat de tufuri, pe care îl consideră oligocen, ca lame de şariaj în formaţiunea sării.

Observaţiile noastre în aflorimente care oferă deschideri clare pe o distanţă remarcabilă, precum şi constituţia petrografico-mineralogică au dus la concluzia existenţei unui nivel mai vechi de tufuri decît cel identificat de I. Stan pe valea Zăbalei şi denumit tuful de Nereju. De data aceasta, noul nivel de tufuri este cantonat în depozite ce aparţin suborizontului cenuşiu inferior al helveţianului superior (orizontul cenuşiu).

Poziţia stratigrafică a acestui nivel este precizată de aflorimentele din valea Nărujei, din versantul stîng al văii Zăbala, aval de Năruja, şi mai ales de cel de pe pîrîul Potorac, afluent stîng al pîrîului Păuleşti, la rîndul lui afluent al rîului Putna (Vrancea),.

Astfel, pe valea Nărujei (la circa 150 m de confluenţa cu rîul Zăbala), privind coloana litologică anexată (fig. 1a), vom remarca existenţa unui nivel de tufite marnoase şi grezoase alb-cenuşii, biotitice, de circa 1,5 m grosime, afectat de diaclaze umplute cu calcit. Mai sus, la aproximativ

[4] C. Stoica, H. Nichiforescu, Tamara Nichiforescu, Cornelia Cornea, C-ţa Corobea (1970), *Sinteza lucrărilor de cercetare geologică efectuate în zona neogenă a Carpaţilor Orientali, între valea Trotuşului şi valea Dîmboviţei, perimetrul valea Buzăului — valea Milcovului*, arh. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

[5] G. Vasilescu, Magdalena Vasilescu, V. Matei, N. Ţicleanu (1967), *Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru sare, săruri de potasiu şi hidrocarburi în regiunea Herăstrău — Năruja — Valea Sării — Reghiu — Andreiaşu — Nereju*, arh. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

[6] C. Stoica, Tamara Nichiforescu, H. Nichiforescu, I. Gherasie, Ecaterina Roşculescu (1971), *Raport geologic. Sinteza lucrărilor de cercetare geologică efectuate în zona neogenă a Carpaţilor Orientali, între valea Trotuşului şi valea Dîmboviţei, perimetrul valea Zăbala — valea Suşiţa*, arh. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

[7] *Op. cit.* pct. 3.

[8] *Op. cit.* pct. 4.

[9] *Op. cit.* pct. 5.

80 m grosime stratigrafică, apare primul pachet de șisturi dolomitice, care constituie reperul litologic verificat al prezenței suborizontului cenușiu superior.

Urmează apoi o succesiune de marne cenușii, nisipoase, rubanate, cu rare intercalații de gresii cenușii, muscovitice, ce se desfac în plăci, cu nivele de gipsuri și șisturi dolomitice, formînd o stivă groasă de circa 400 m. La partea superioară au fost recunoscute două intercalații de tuf bentonitizat gălbui, fiecare de 10—12 cm care, prin constituția petrografică și prin poziția stratigrafică, este echivalentul tufului de Nereju, aici puternic efilat.

Observațiile atente îndreptate asupra hieroglifelor și a unor eventuale indicii ale unor accidente tectonice arată că succesiunea stratigrafică este normală.

Tufitele biotitice din baza coloanei, cu grosimi de 1,5 m, reprezintă noul nivel identificat, mai vechi decît tufui de Nereju, cantonat nu în suborizontul cenușiu superior, ci în suborizontul cenușiu inferior din helvețian .

În acest profil a fost pusă în evidență, uneori, existența a două nivele distincte de tufite în helvețianul superior, dar poziția tufitului mai vechi în suborizontul cenușiu inferior — identificat pentru prima dată de noi în acest suborizont și pe care îl vom denumi de aici înainte tufui de Năruja — , apare clar în profilul de pe pîrîul Potorac.

Aici, după cum se vede în coloana litologică (fig. 1b), depozitele orizontului roșu, reprezentate printr-o alternanță de marne vișiniu-roșcate și cenușiu-verzui, cu gresii grosiere verzui, microconglomeratice și conglomeratice, cu elemente de șisturi verzi, suportă un pachet de marne cenușii, nisipoase (marnele de Poiana), de 20 m grosime, apoi un banc de gips marnos, alb-cenușiu, gros de aproximativ 3 m (gipsul de Perchiu).

Urmează o stivă de circa 150 m grosime stratigrafică de marne cenușii, nisipoase, cu rare intercalații de gresii centimetrice și de gipsuri foioase decimetrice. În continuare a fost observat un nivel de tufite marnoase, alb-cenușii, bentonitizate, de 1,3 m grosime, ușor nisipoase — tufui de Năruja.

Analiza microscopică indică un tufit argilo-marnos, cu structură pelitomorfă și textură masivă, în care materialul piroclastic, reprezentat prin sticlă vulcanică acidă (10%), prin biotit, feldspați plagioclazi și cuarț (15%), este în minoritate față de materialul epiclastic (minerale argiloase, metacuarțite, resturi de organisme), care reprezintă 75% din masa rocii.

Deasupra tufului de Năruja se dezvoltă un pachet de aproximativ 200 m grosime stratigrafică, identic din punct de vedere litologic cu cel de sub tuf; apar apoi primele intercalații de șisturi dolomitice, de unde considerăm că începe să se dezvolte suborizontul cenușiu superior al helvețianului.

Astfel, în acest profil bine deschis, poziția geometrică a tufului de Năruja este apreciată aproximativ la partea mediană a suborizontului cenușiu inferior, la circa 150 m deasupra gipsului de Perchiu, sau la aproximativ 170 m deasupra ultimelor apariții de marne roșii și de microconglomerate cu șisturi verzi.

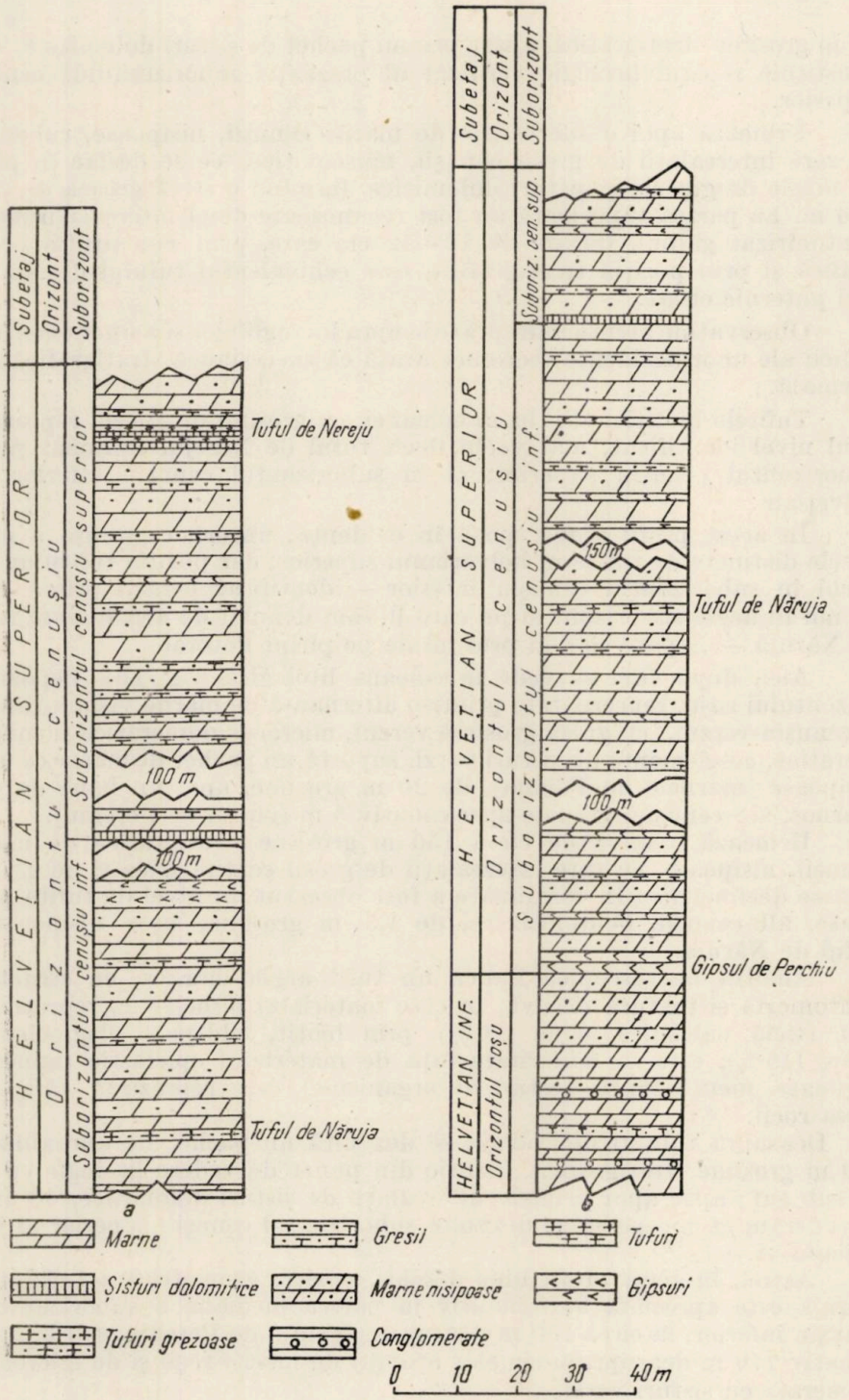


Fig. 1. — Coloane litostratigrafice pe valea Năruja (*a*) și valea Potorac (*b*).

După cum am arătat mai înainte, pe o serie de mici afluenți ai rîului Zăbala, aval de localitatea Năruja, apar o serie de aflorimente în care poate fi urmărit nivelul tufului de Năruja.

Pe primul afluent, aval de confluența cu pîrîul Năruja, (fig. 2), se observă următoarea situație: deasupra breciei cu matrice argiloasă

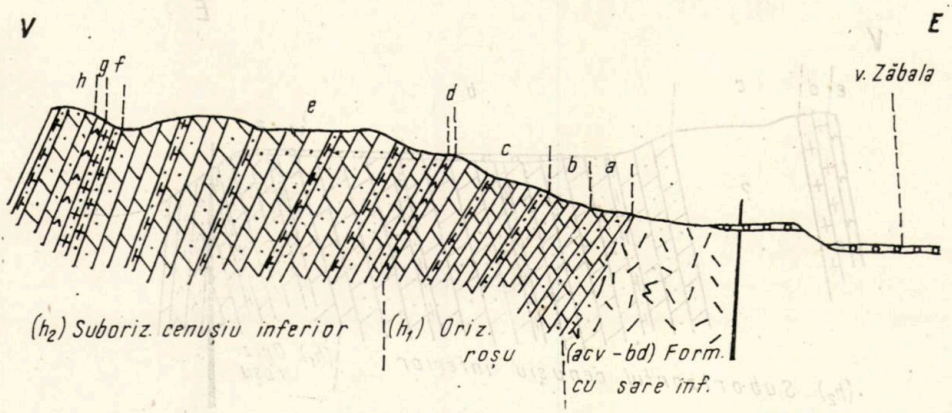


Fig. 2. — Schiță geologică în depozitele miocenului inferior de pe primul afluent stîng al văii Zăbala de la confluența cu pîrîul Năruja.

și elemente de șisturi verzi, gipsuri negre etc. ale formațiunii cu sare inferioară (aquitanian-burdigaliană), care aici apare sub forma unui diapir, se dezvoltă un pachet de marne (*a*) cenușii, nisipoase, cu filme și diaclaze cu gips secundar, fibros, de 5 m grosime, apoi marne cenușii și roșcate de 7 m grosime (*b*), ce par a fi ultimele apariții ale marnelor orizontului roșu, și un nivel (*c*) de marne cenușii, cu rare intercalații decimetrice, grezoase (marnele de Poiana), de aproximativ 15 m grosime.

Aici gipsul de Perchiu se efilează, ajungînd la numai 40 cm grosime (*d*). Urmează apoi, pe circa 60—80 m, marne cenușii, nisipoase, cu rare intercalații centimetrice de gresii (*e*), peste care apare nivelul tufului de Năruja (*f*) — în bază mai grezos, diaclazat, spre partea superioară marnos, alb-gălbui. Grosimea acestuia ajunge aici la 3 m. Peste tuful de Năruja, se dezvoltă un banc de gipsuri marnoase (*g*), stratificate centimetric, de 1,5 m grosime, apoi pe circa 100 m grosime stratigrafică, marne cenușii, nisipoase, rubanate, cu intercalații de gresii centimetrice, cenușii, foarte muscovitice, ce se desfac în plăci (*h*).

În secțiune subțire, cineritele de aici se prezintă sub forma unui tufit cu structură pelitomorfă-vitroclastică și textură masivă, în care materialul piroclastic formează 50% din masa rocii (sticlă vulcanică acidă — 25%, biotit — 10%, cuarț angular, feldspați plagioclazi și clorit — 15%), iar materialul epiclastic (calcit în asociație intimă cu minerale argiloase, cuarț cu extincție ondulatorie, oxizi și hidroxizi de fier), 50%.

Nivelul de tufite a fost urmărit continuu spre est, pe interfluviu, pînă în următorul mic afluent al Zăbalei.

Aici se observă următoarea succesiune (fig. 3):

a, alternanță de marne roșu-vișinii și marne cenușiu-verzui, cu intercalații de gresii grosiere cenușiu-verzui — orizontul roșu;

b, marne cenușii, nisipoase, cu rare intercalații de gresii cenușii, muscovitice, subcentimetrice; grosimea aproximativă 70 m;

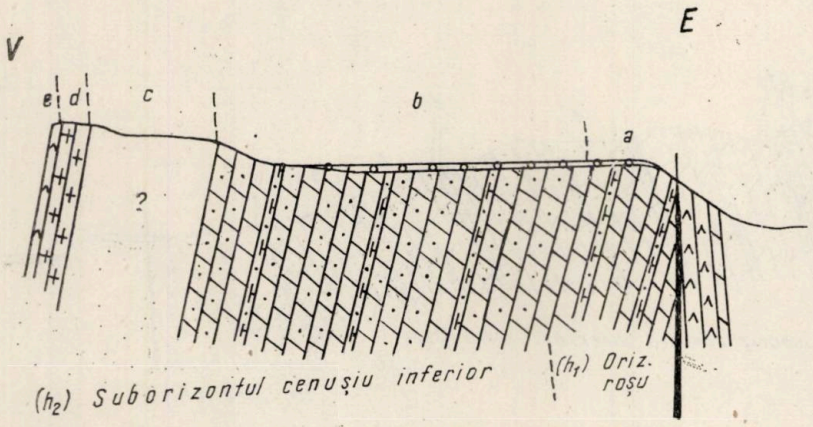


Fig. 3. — Schiță geologică în depozitele helveţiene de pe al doilea mic afluent stîng al rîului Zăbala, de la confluența cu pîrîul Năruja.

c, pe circa 35 m grosime stratigrafică, lacună de observație;

d,un nivel de tuf cenușiu-albicios, grezos (tuful de Năruja), de 4 m grosime;

e, gipsuri cenușii, brecioase, stratificate centimetric — 1 m grosime.

Ultimele patru separații aparțin suborizontului cenușiu inferior al helveţianului superior.

Mai departe, spre est, pe următorul mic afluent al rîului Zăbala, succesiunea este următoarea (fig. 4):

a, formațiunea cu sare inferioară, reprezentată printr-o matrice argiloasă, cu frecvente elemente de șisturi verzi și cu izvoare sărate;

b, lacună de observație de circa 100 m grosime stratigrafică;

c, marne cenușii, nisipoase, cu rare nivele de gresii cenușii, semigrosiere, muscovitice, de 50 m grosime;

d, tuf alb-cenușiu, biotitic, grezos (tuful de Năruja), de circa 5 m grosime;

e, un banc de gips albicios-cenușiu, zaharoid, de 1,5 m grosime.

Prin urmare, nivelul tufului de Năruja a putut fi urmărit aproape continuu, pe o lungime de aproximativ 10 km, între valea Zăbalei și valea Putnei (Vrancea), în diferiți solzi ai unității pericarpatice.

Menționăm, însă, că același nivel a fost observat și în bazinul rîului Rîmnicu Sărat, pe pîrîul Palanca, unde este reprezentat prin marno-argile slab tufacee, biotitice, alb-cenușii, de circa 1,5 m grosime. Acest nivel este situat în mod cert sub tuful de Nereju, care a putut fi observat amonte, pe același profil, în continuitate de sedimentare.

Nivelul inferior de tufite se prezintă la microscop sub forma unei argile marnoase tufitice, cu structură pelitomorfă și textură masivă,

cu material epiclastic (minerale argiloase, uneori intim asociate cu calcit) în proporție de 80% și cu material piroclastic (sticlă vulcanică 5%, biotit 5%, cuarț, feldspați 10%) în proporție de 20%.

Se observă astfel asemănarea și din acest punct de vedere cu tuful de Năruja, al cărui echivalent îl considerăm.

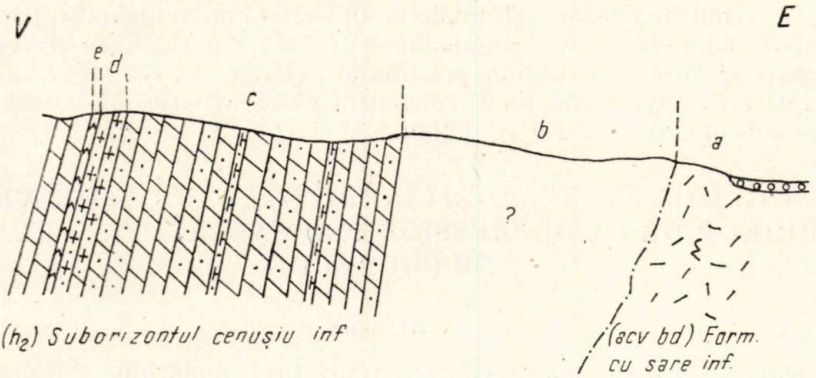


Fig. 4. — Schița geologică în depozitele miocenului inferior de pe cel de al treilea afluent stîng al rîului Zăbala, de la confluența cu pîrîul Năruja.

Prin urmare, aria lui de răspîndire este cu mult mai întinsă și dacă n-a fost observat încă între rîul Zăbala și rîul Milcov, aceasta se datorește fie lacunelor de observație, fie, mai puțin probabil, efilării acestuia pe anumite zone, în funcție de relieful fundului mării în care s-a depus.

Din relatările de pînă acum rezultă următoarele concluzii :

— a fost pus în evidență un nou nivel de tufite acide, mai vechi decît tuful de Nereju, în suborizontul cenușiu inferior al helveținului superior (orizontul cenușiu), în regiunea de curbură a zonei pericarpatice ;

— acest nivel — tuful de Năruja — a fost localizat la 60—150 m deasupra gipsului de Perchiu sau la circa 75—170 m de la dispariția culorii roșii din orizontul roșu al helveținului inferior (cînd gipsul de Perchiu lipsește). Menționăm că această localizare geometrică este aproximativă și reprezintă numai situația dintre valea Zăbalei și valea Putnei ;

— tuful de Năruja se deosebește din punct de vedere mineralogic, atît de tuful de Slănic (= cu tuful de Dej), cît și de cel de Nereju. El este caracterizat prin marea cantitate de material epiclastic, prin conținutul scăzut de sticlă vulcanică și prin marele procent de biotit ;

— tuful de Năruja are valoarea unui nivel reper în cadrul depozitelor orizontului cenușiu (helvețian superior), indicînd, în condițiile lipsei macrofaunei și a unei microfaune sărace și neconcludente, existența suborizontului cenușiu inferior. Extinderea sa este remarcabilă, ajungînd cu mici întreruperi, între văile Putna și Rîmnicu Sărat, la circa 40 km ;

— tuful de Năruja face dovada existenței unor erupții vulcanice la începutul helveținului superior, erupții care — avînd în vedere raportul dintre materialul piroclastic și cel epiclastic, precum și grosimea nivelului — au avut o intensitate mică și s-au produs probabil la o distanță

relativ mare de zona de depunere. Totuşi, bazaţi pe aceleaşi consideraţii, putem spune că porţiunea din Depresiunea Pericarpatică care acum se află între valea Putnei şi valea Zăbalei a fost mai aproape de zona de erupţie decît zona de sedimentare situată la sud, în bazinul rîului Rîmnicu Sărat. Este exclusă posibilitatea originii sale secundare atîta timp cît în regiune nu este cunoscut un alt nivel mai vechi de cinerite, din care ar fi putut fi remaniate;

— avînd în vedere şi unele manifestări postvulcanice (prezenţa sulfurilor polimetalice de origine hidrotermală) în regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali, putem presupune — ca şi M. G. Filipescu (1942, 1944) — existenţa unui vulcanism extracarpatic, ale cărui prime faze se conturează încă din helveţian.

UN NOUVEAU NIVEAU DE CINÉRITES DANS L'HELVÉTIEN SUPÉRIEUR DE LA DÉPRESSION PÉRICARPATIQUE — LA ZONE DE COURBURE

RÉSUMÉ

Dans le présent ouvrage, les auteurs font remarquer l'importance des niveaux lythologiques, repère pour le Miocène inférieur de la Dépression Péricarpatique, relevant en ce sens l'existence d'un nouveau niveau de cinérites acides.

Ces cinérites — dénommées le tuf de Năruja — sont cantonnées dans la partie médiane de l'Helvétien supérieur, ayant une composition minéralogique qui les différencie des niveaux des tufs plus récents du Miocène.

En conclusion, les auteurs formulent certaines considérations sur la possibilité de l'existence d'un volcanisme extracarpatique, s'appuyant aussi sur l'existence de certains dépôts d'origine hydrothermale dans la région de courbure des Carpates orientales.

BIBLIOGRAFIE

Ciocirdel R. (1943), *Mio-pliocenul dintre rîurile Trotuş şi Milcov*, Monit. Petrol. Rom., *21—22*.

Dumitrescu I. (1963), *Date noi asupra structurii flişului miogeosinclinalului din munţii Vrancei (Carpaţii Orientali)*, Assoc. geol. carp.-balc., Congr. IV, Bucureşti.

Filipescu M.G. (1942), *Le phénomène minéralisation à l'extérieur des Carpates Orientales*, Bul. Soc. rom. geol., **V** Bucureşti.

— (1944), *Problema vulcanismului extracarpatic*, Rev. Muz. min. Univ. Cluj.

Gavat I., Airinei Ş., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Vencov Şt. (1963), *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R.*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **I**, *1*.

Ghiţulescu T.P. (1939), *Notă preliminară asupra zăcămintelor metalifere din regiunea curburii Carpaţilor Orientali*, Bul. Soc. şt. Acad. Rom., **XXI**, *3—4*.

Mateescu Şt. (1927), *Cercetări geologice în partea externă a curburii sud-estice a Carpaţilor români*, An. Inst. geol., **XII**.

Paucă M. (1952), *Depozitele miocene presarmaţiene din regiunea de curbură a Carpaţilor*, An. Com. geol., **XXIV**.

Primit în redacţie la 14 mai 1973

Întreprinderea geologică de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide

STUDII ASUPRA UNOR EPIDERME FOSILE

DE

RĂZVAN GIVULESCU

55 (05)

Problema determinării unor resturi de plante fosile pe baza studiului epidermei conservate în depozitele sedimentare a constituit în mai multe rînduri obiectul cercetărilor noastre. Rezultatele, interesante prin gradul lor de siguranţă, au fost consemnate în diferite lucrări.

Revenim, în lucrarea de faţă, asupra aceleiaşi probleme, prezentînd rezultatul altor cercetări în acest domeniu. Materialul studiat provine din diferite puncte fosilifere.

1. **GLUMOPHYLLUM DACICUM** n. sp., un monocotil din punctul fosilifer Chiuzbaia F (pl. I, fig. 1, pl. V, fig. 1—3; pl. VI, fig. 5)

Inepuizabilul culcuş de plante fosile descoperit pe versantul de sud al Muntelui Igniş cu ocazia amenajării unui drum forestier, şi denumit de noi Chiuzbaia F, ne-a furnizat un rest de monocotil, cu o epidermă bine conservată.

Material: eşantion înregistrat la nr. 16 301, în colecţia Catedrei de geologie — paleontologie a Universităţii din Cluj.

Morfologia externă: un fragment liniar de aproximativ 40 mm lungime şi 2 mm lăţime prezintă cîteva nervuri longitudinale la aproximativ 0,5 mm una de alta. Restul poate fi considerat şi ca o epidermă flotantă de dimensiuni mai mari.

Structura epidermei: restul prezintă zone stomatice formate din celule epidermice alungite, dreptunghiulare, cu pereţii longitudinali drepţi, cu pereţii transversali perpendiculari sau în formă de ic. Celulele acestea sînt mai lungi în rîndurile fără stomate, sînt aproximativ numai jumătate aşa de lungi în rîndurile cu stomate. În afara zonelor stomatice, celulele epidermei se prezintă mai mult sau mai puţin patratic poligonale.

Dimensiuni: lăţimi: 13,6 — 23 μ
lungimi în rîndurile fără stomate: 114—141 μ
lungimi în rîndurile cu stomate: 45—73 μ
raportul lungime — lăţime: 1 : 6—8,5 : 1
grosimea peretelui celular: 0,9 — 1,3 μ

St. cerc., geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 2, p. 577—583, Bucureşti, 1973

Aparatul stomatic : stomate de tip ciclocitic (S t a c e, 1965), sau de tipul 2 după S t e b b i n s şi K h u s h ; ele sînt formate din două celule stomatice ce se înscriu într-un oval sau dreptunghi cu colţurile rotunjite. Osteola este alungită cu aspect dreptunghiular. La exteriorul celulelor stomatice se găseşte un prim rînd de 4—5 celule anexe interne, celule cutinizate ce se colorează intens, dintre care două sînt totdeauna polare şi de o formă mai mult sau mai puţin rombică. În jurul lor se află un al doilea rînd de 4—6—(7) celule anexe externe de culoare deschisă, de formă variabilă, dar care se înscriu totuşi într-un oval. Dispoziţia stomatelor este în şiruri, la intervale neregulate, numărul mare al celulelor anexe întrerupînd continuitatea celulelor epidermice.

Dimensiuni : stomate : (18,2) — 23 — 27 — (32) × (13,6) — 18,2 — — 23 μ

lungimea osteolei : 13,6 — 22,7 μ
indice stomatic : 3%

Discuţii : literatura paleobotanică este destul de bogată în descrieri de epiderme de monocotile, majoritatea sub denumirea de *Palmophyllum*, *Glumophyllum*, *Graminophyllum*. Lipsa celulelor scurte ne face să atribuim restul în cauză genului *Glumophyllum*. Cît priveşte atribuirea specifică, considerăm, pe baza literaturii consultate, că avem de a face cu o specie nouă, pe care o denumim *dacicum*.

Glumophyllum dacicum n. sp.

Holotypus : Nr. 16301, T. VI, Fig. 5 und Präparat Nr. E. 16301/168 Ch. — T.I, Fig. 1 und T.V, Fig. 2 in der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Cluj.

Paratypus : Präparat Nr. E. 16301/168 a Ch. in derselben Sammlung.
Locus typicus : Dorf Chiuzbaia (Maramureş), Fundort F.
Stratum typicum : Pannon G/H

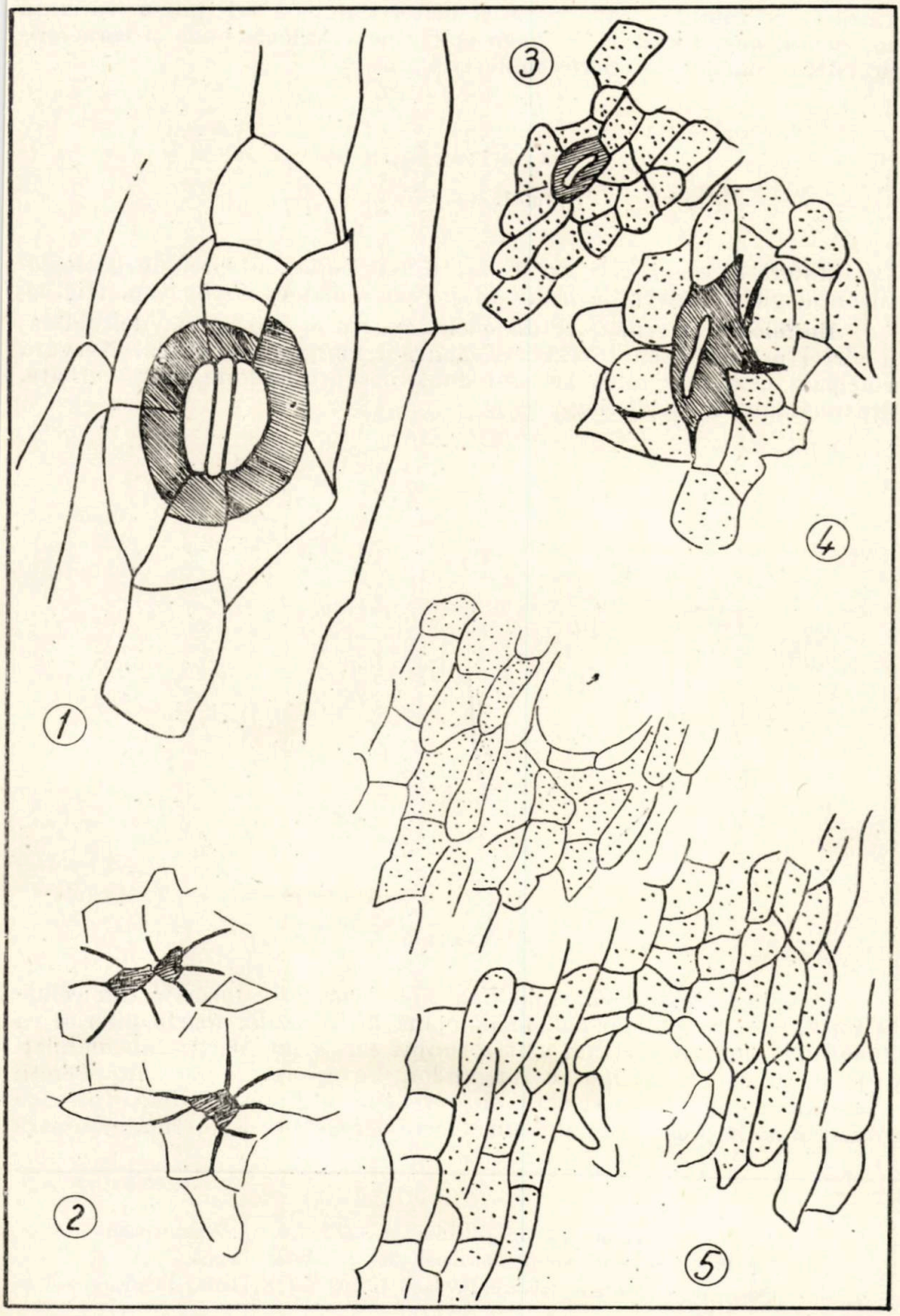
Derivatio nominis : nach den Dakier, das Volk das in der Gegend lebte.
Beschreibung : Epidermis mit langen, oder in den Stomatenreihen, kurzeren Zellen, deren Wände gerade sind. Cyklozytische Stomaten : zwei mehr oder weniger rechteckige Schliesszellen umgeben einen geraden, langen, rechteckigen Porus und sind dann von zwei Reihen von 4—6—(7) Nebenzellen umgeben, deren innere Reihe sich stark färbt.

2. EPIDERME FOSILE DIN VALEA JIULUI

De mai multe ori am subliniat necesitatea abordării florei fosile din valea Jiului cu această metodă de cercetare. Dacă primele noastre încercări nu au dat decît rezultate mediocre (G i v u l e s c u, 1973),

PLANŞA I

Fig. 1. — *Glumophyllum dacicum* n. sp. Preparat E. 16 301/168 Ch. Holotip 660 × , Chiuzbaia F.
Fig. 2. — *Daphnogene bilinica* — baze de peri. Preparat E. 193 V.J. 660 × , Dilja.
Fig. 3, 4. — Preparat E. 105 Ti. Epiderma inferioară cu baze de peri. 3 — 360 × ; 4 — 660 ×. Tinca.
Fig. 5. — Preparat E. 105 Ti. Epiderma inferioară 360 × . Tinca.



PLANŞA I

utilizînd, de rîndul acesta, tratarea materialului cu HF într-o variantă modificată, ne-a reuşit să obţinem epiderme inferioare bune şi caracteristice. Dăm mai jos descrierea materialului :

2.1. EŞANTION NR. 1 857

(pl. II, fig. 1, 2, pl. IV, fig. 1—5)

Material : eşantionul nr. 1 857 din colecţia Catedrei de geologie-paleontologie a Universităţii din Cluj, determinat ca *Smilax* sp. (fig. 1).

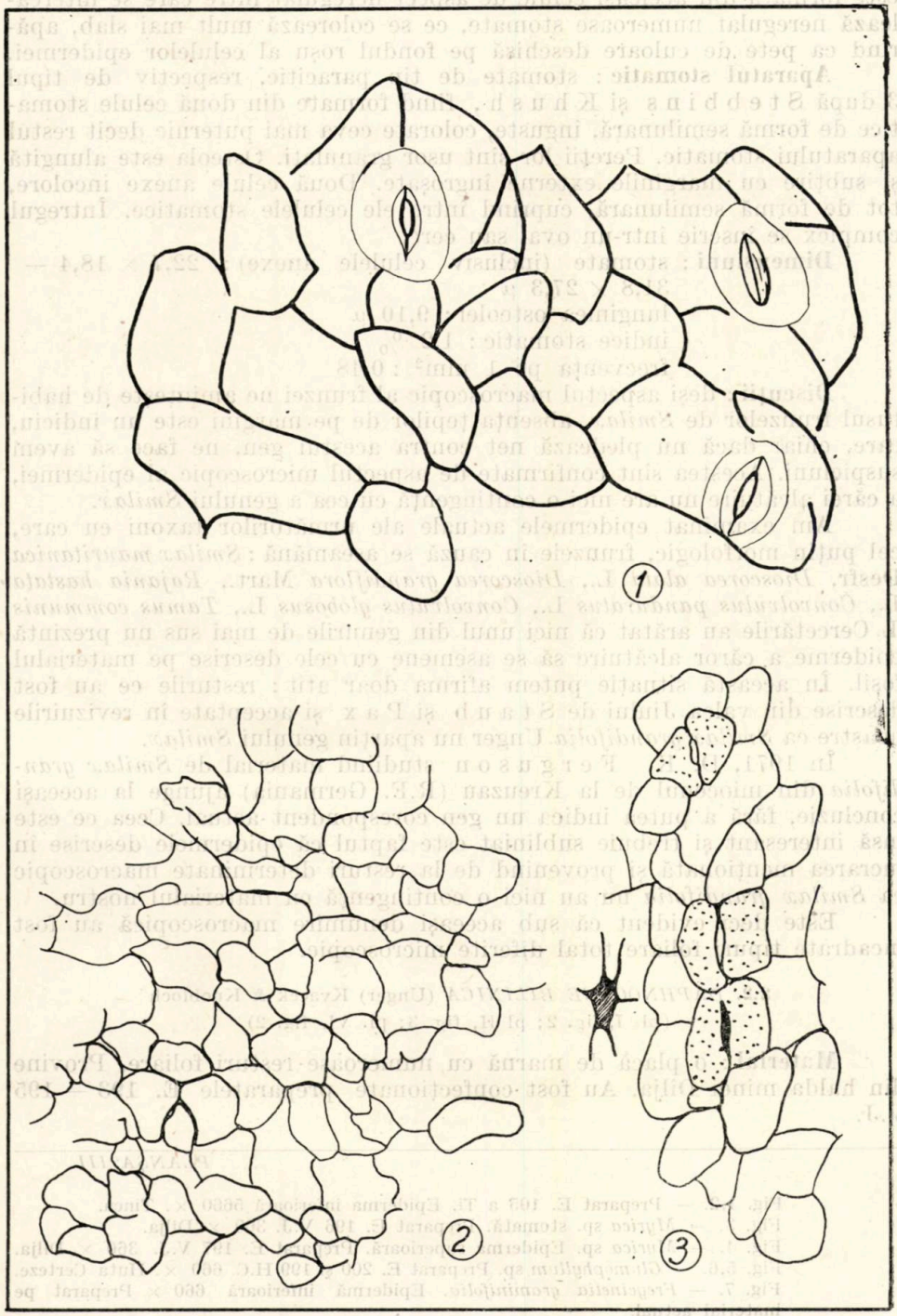
Morfologia externă : frunză pieloasă, mare, de formă deltoidală, cu vîrful probabil acut, baza auriculată şi marginea întreagă. Nervura principală este mărginită de cîte două nervuri laterale uşor curbate. Alte amănunte nu se disting.

Fig. 1

Structura epidermei : epiderma superioară este formată din celule de formă dreptunghiular-poligonală, pînă la ovoidală, foarte diferite ca dimensiuni. Pereţii verticali sînt rotunjiţi sau chiar foarte slab ondulaţi şi groşi, grosimea variind în lungul lor. Se colorează puternic. Pereţii orizontali se colorează mai slab, ei prezentînd o granulaţie fină. Întreaga epidermă dă impresia unei alcătuiri foarte neregulate. Epiderma inferioară

PLANŞA II

Fig. 1. — Eşantion 1 857. Epiderma inferioară 660 × . Valea Jiului.
Fig. 2. — idem. Epiderma superioară 360 × . Valea Jiului.
Fig. 3. — *Daphnogene bilinica*, Preparat E. 193 V.J. Epiderma inferioară 360 ×. Dîlja.



PLANȘA II

este formată din aceleaşi celule de aspect neregulat între care se intercalează neregulat numeroase stomate, ce se colorează mult mai slab, apărînd ca pete de culoare deschisă pe fondul roşu al celulelor epidermei.

Aparatul stomatic : stomate de tip paracitic, respectiv de tipul 3 după S t e b b i n s şi K h u s h , fiind formate din două celule stomatice de formă semilunară, înguste, colorate ceva mai puternic decît restul aparatului stomatic. Pereţii lor sînt uşor granulaţi. Osteola este alungită şi subţire cu marginile externe îngroşate. Două celule anexe incolore, tot de formă semilunară, cuprind între ele celulele stomatice. Întregul complex se înscrie într-un oval sau cerc.

Dimensiuni : stomate (inclusiv celulele anexe) : 22,7 × 18,4 — 31,8 × 27,3 μ
lungimea osteolei : 9,10 μ
indice stomatic : 1,2 %
frecvenţa pe 1 mm² : 0,48

Discuţii : deşi aspectul macroscopic al frunzei ne aminteşte de habitusul frunzelor de *Smilax*, absenţa ţepilor de pe margini este un indiciu, care, chiar dacă nu pledează net contra acestui gen, ne face să avem suspiciuni. Acestea sînt confirmate de aspectul microscopic al epidermei, a cărei alcătuire nu are nici o contingenţă cu cea a genului *Smilax*.

Am examinat epidermele actuale ale următorilor taxoni cu care, cel puţin morfologic, frunzele în cauză se aseamănă : *Smilax mauritanica* Desfr, *Dioscorea alata* L., *Dioscorea grandiflora* Mart., *Rajania hastata* L., *Convolvulus panduratus* L., *Convolvulus globosus* L., *Tamus communis* L. Cercetările au arătat că nici unul din genurile de mai sus nu prezintă epiderme a căror alcătuire să se asemene cu cele descrise pe materialul fosil. În această situaţie putem afirma doar atît : resturile ce au fost descrise din valea Jiului de S t a u b şi P a x şi acceptate în revizuirile noastre ca *Smilax grandifolia* Unger nu aparţin genului *Smilax*.

În 1971, D. K. F e r g u s o n studiind material de *Smilax grandifolia* din miocenul de la Kreuzau (R.F. Germania) ajunge la aceeaşi concluzie, fără a putea indica un gen corespondent actual. Ceea ce este însă interesant şi trebuie subliniat este faptul că epidermele descrise în lucrarea menţionată şi provenind de la resturi determinate macroscopic ca *Smilax grandifolia* nu au nici o contingenţă cu materialul nostru.

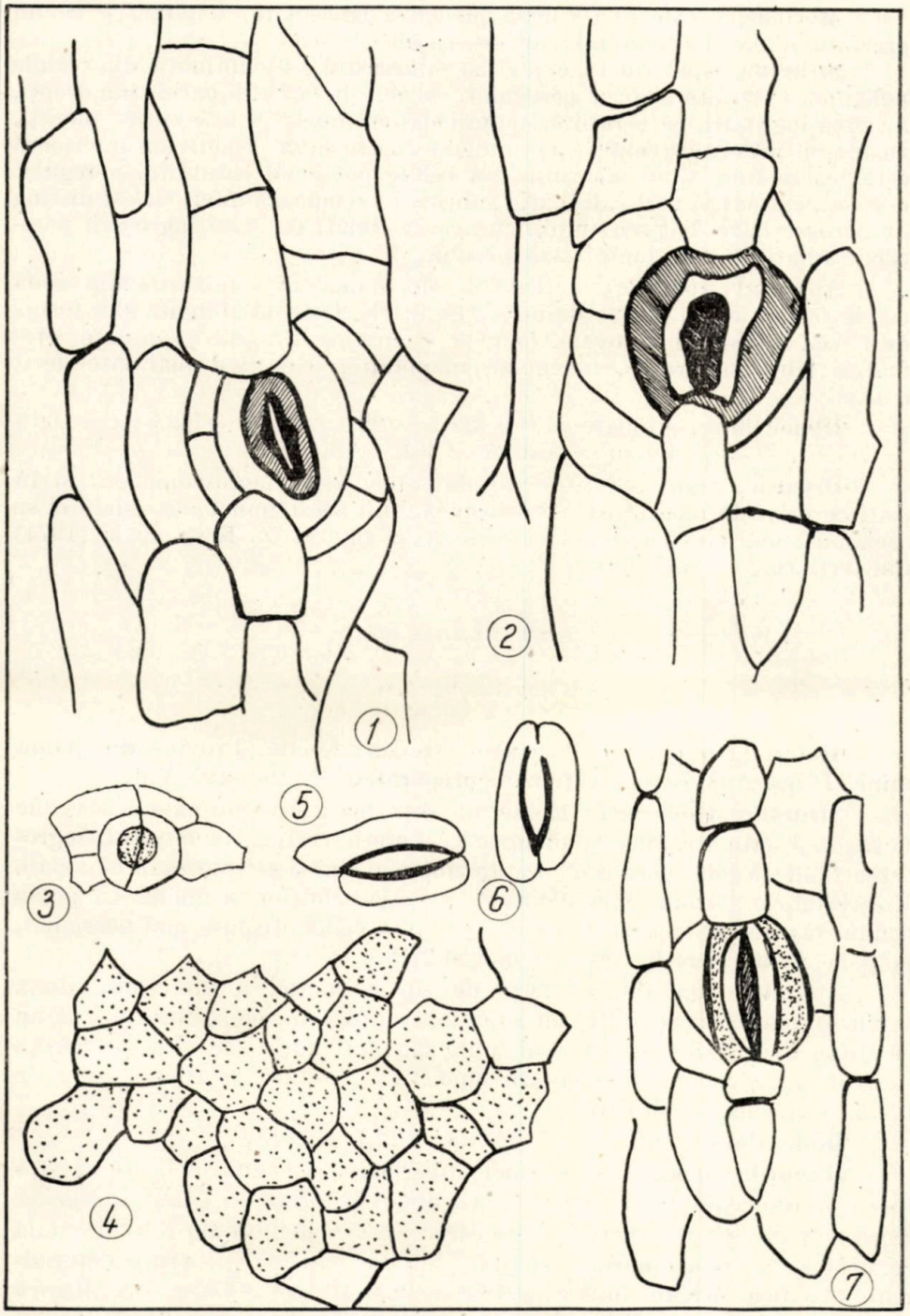
Este deci evident că sub aceeaşi denumire macroscopică au fost încadrate tipuri foliare total diferite microscopic.

2.2. *DAPHNOGENE BILINICA* (Unger) Kvacek & Knobloch
(pl. I, fig. 2; pl II, fig. 3; pl. VI, fig. 2)

Material : o placă de marnă cu numeroase resturi foliare. Provine din halda minei Dîlja. Au fost confecţionate preparatele E. 193 — 195 V.J.

PLANŞA III

Fig. 1,2. — Preparat E. 105 a Ti. Epiderma inferioară 5660 ×. Tinca.
Fig. 3. — *Myrica* sp. stomată. Preparat E. 196 V.J. 360 × Dîlja.
Fig. 4. — *Myrica* sp. Epiderma superioară. Preparat E. 197 V.J. 360 × Dîlja.
Fig. 5,6. — *Glumophyllum* sp. Preparat E. 200 şi 199 H.C. 660 ×. Huta Certeze.
Fig. 7. — *Freycinetia graminifolia*. Epidermă inferioară 660 × Preparat pe material actual.



PLANȘA III

Morfologia externă : frunze pieloase, lanceolate, triplinerve ce nu prezintă nimic deosebit față de descrierile clasice.

Structura epidermei : epiderma superioară este formată din celule poligonal rotunjite dispuse neregulat, cu pereții verticali curbi, sau drepți, nu prea îngroșați, cu pereții orizontali slab granulați și mai puțin coloraţi. În lungul nervilelor celulele se alungesc foarte mult. Epiderma inferioară este foarte fină, fiind alcătuită din celule poligonal rotunjite, neregulat dispuse, cu pereții verticali foarte subțiri. Pe epiderma inferioară se disting numeroase baze de peri simpli, cu aspect stelat, datorită îngroșării pereților radiari ce mărginesc baza părului.

Aparatul stomatic : stomate de tip anomocitic, alcătuite din două celule stomatice cu aspect de boabă de fasole. Osteolă alungită sub formă de fantă, fie ceva mai ovală. Celulele stomatice sînt slab granulate. Stomatele sînt numeroase, neregulat răspîndite, ele fiind mai late decît înalte.

Dimensiuni : stomate 27,3 × 22,7 — 22,7 × 22,7 — 13,6 × 13,6 μ
lungimea osteolei : 9,1 — 13,6 μ

Discuții : materialul este absolut tipic atît macroscopic, cît și în ceea ce privește alcătuirea microscopică. Din acest punct de vedere el se aseamănă mai ales cu ceea ce a descris și figurat Z. K v a c e k (1971) din terțiarul Boemiei de nord.

2.3. *MYRICA* sp.

(pl. III, fig. 3,4)

Material : o placă de marnă cu resturi foliare. Provine din halda minei Dîlja. Au fost confecționate preparatele E. 196, 197 V.J.

Structura epidermei : Epiderma superioară este formată din celule hexagonal alungite pînă la poligonale. Pereții verticali sînt groși, îngroșarea fiind inegală, pereții orizontali sînt mai fini și se colorează mai slab. Ei prezintă o granulație evidentă. Dispoziția celulelor seamănă cu aceea a unui fagure. Epiderma inferioară prezintă celule dispuse mai neregulat, celulele avînd pereții verticali mai subțiri.

Aparatul stomatic : stomate de tip paracitic, formate din două celule stomatice necolorate, cu suprafața granulată, ce se înscriu într-un cerc sau oval. Osteola este mai mult sau mai puțin îngustă, cu pereții externi îngroșați, ce se colorează bine. Celulele anexe sînt în număr de două, de formă semilunară.

Dimensiuni : 27,3 × 22,7 — 31,8 × 22,7 μ

Discuții : aspectul epidermei superioare, aspectul aparatului stomatic ne îndreptățesc să afirmăm că am fi în prezența genului *Myrica*. Dacă s-ar fi păstrat și perii atît de caracteristici genului am fi avut totala certitudine a determinării. Materialul nu este suficient pentru o determinare specifică, oricum însă aspectele de mai sus ne amintesc de *Myrica marcodurensis* Kr. & Wld. din miocenul de la Kreuzau, lîngă Düren.

3. NOI EPIDERME DIN MARNELE PANNONIENE DE LA TINCA (BIHOR)

Cu studiul epidermelor fosile din marnele pannoniene de la Tinca ne-am ocupat în lucrările din 1970 și 1971, reușind să precizăm existența a trei taxoni noi pentru flora fosilă a R. S. România. Prezentăm, în continuare, rezultatele studiului unor noi epiderme.

3.1. PREPARAT NR. E. 105 a Ti

(pl. III, fig. 1, 2; pl.V, fig. 4; pl.VI, fig. 1)

Material: epidermă flotantă.

Structura epidermei: s-a păstrat numai epiderma inferioară, formată din celule dreptunghiular-alungite mai mult sau mai puțin lungi, în general la un capăt terminate în formă de ic, la celălalt drept. Ele pot fi diferite ca lungime, sînt însă foarte constante ca lățime. Pereții verticali sînt drepți și groși, cei orizontali mai fini și granulați.

Dimensiuni: 27,3 — 50 — 56,8 × 11,3 — 13,6 μ
raportul lungime — lățime : 1 : 2,4 — 4,1 : 1
grosimea peretelui celular : 1,3 — 2,2 μ

Aparatul stomatic: stomatele sînt de tipul doi, fiind formate din două celule stomatice de formă semilunară, cu peretele intern puternic îngroșat, cu cel extern subțire. Osteola este în formă de fantă îngustă prezentînd de o parte și de alta cîte o îngroșare stomatică externă. Celulele anexe sînt în număr de 4—5, dintre care două sau trei sînt laterale înguste și alungit semilunare, iar alte două polare mai mult sau mai puțin patratice sau rotunjite.

Dimensiuni: celule stomatice : 36,4 × 33,8 μ
lungimea osteolei : 22,7 μ

Discuții: este foarte dificil, față de cantitatea mică de material fosil disponibil, de a trage concluzii de ordin taxonomic. Comparația cu materialul actual pe care am putut să o facem ne-a dus la concluzia că unele tipuri de *Freycinetia* (*Pandanaceae*) ar putea să prezinte o alcătuire identică a epidermei. În acest sens am figurat epiderma și aparatul stomatic de la *Freycinetia graminifolia* Solms. cu care asemănarea este destul de evidentă.

3.2. PREPARAT NR. E. 105 Ti

(pl. I, fig. 3—5)

Material: epidermă flotantă.

Structura epidermei: se păstrează numai epiderma inferioară. Epiderma inferioară este formată din celule așezate în șiruri regulate, de formă dreptunghiulară sau patratică, cu capetele drepte sau ascuțite. Pereții verticali sînt drepți, sau foarte slab curbați, pereții orizontali slab, dar vizibil granulați. Între celulele epidermei apar baze de peri sub forma unor celule cu pereții puternic îngroșați și cu aspect stelat. Ei sînt înconjurați de un șir de celule mai mult sau mai puțin rotunjite.

Aparatul stomatic : stomatele nu s-au păstrat. Ceea ce putem urmări pe preparat sînt doar celulele anexe cu aspect de coroniță, ce înconjură un spațiu gol, rotund. Aceste celule anexe nu sînt cutinizate și nu prezintă granulații.

Discuții: elementele ce ne stau la dispoziție pentru încadrarea taxonomică sînt și mai reduse decît în cazul precedent. Din acest motiv consemnăm prezența acestui tip de epidermă, fără însă a încerca să tragem vreo concluzie.

4. UN GLUMOPHYLLUM DIN EOCENUL DE LA HUTA CERTEZE (SATU MARE)

(pl. III, fig. 5,6; pl. VI, fig. 3, 4)

Prin amabilitatea geologului O. Edelstein am obținut un fragment de carotă foarte bogată în resturi de monocotile, provenind dintr-un foraj de la Huta Certeze. Vîrsta materialului este eocenă.

Material : resturi vegetale din care s-au confecționat preparatele E. 199, 200 H.C.

Morfologia externă : resturi vegetale late de 15—20 mm, cu nervuri fine paralele.

Structura epidermei : epiderma inferioară este alcătuită din celule dreptunghiulare, alungite, puse cap la cap. Pereții verticali drepți. Epiderma este foarte fină și se colorează foarte slab.

Aparatul stomatic : stomate de tip anomocitic, respectiv de tipul 4, sînt formate din două celule stomatice semilunare, sau dreptunghiulare cu colțurile rotunjite. Osteola este ovoidă, cu capetele ascuțite, cu marginile puternic îngroșate. Stomatele sînt dispuse în șiruri, frecvența lor fiind redusă.

Dimensiuni : celule stomatice : 27,3 × 13,6 — (18,2) μ
lungimea osteolei : 13,6 — 18,2 μ

Discuții : Aspectul epidermei și al stomatelor ne îndreptățesc să le alăturăm genului *Glumophyllum*. Cît privește determinarea specifică, materialul este mult prea slab conservat pentru a permite o încadrare specifică sigură. Oricum însă, pe baza literaturii consultate și dacă s-ar pune problema unei asemenea încadrări, va trebui să admitem că avem de-a face cu o specie nouă. Pînă atunci denumim resturile în cauză *Glumophyllum* sp.

În concluzie : în această notă sînt descrișI, pe baza epidermelor fosile, următorii taxoni : *Glumophyllum dacicum* n. sp., *Daphnogene bilinica*, *Myrica* sp., *Glumophyllum* sp., precum și preparatele de epidermă 1857 V.J., E 105 Ti., E 105 a Ti.

Autorul consideră necesar să dea următoarele explicații de nomenclatură : Pentru denumirea unor epiderme de monocotile fosile au fost create în literatura paleobotanică următoarele genuri : *Graminophyllum* Conwenz 1822, *Palmophyllum* Conwenz 1886 (Weyland 1957), *Glumophyllum* Weyland 1957. Dacă primul se referea, după Conwenz, la *omnia graminearum*, al doilea a fost creat pentru fragmentele de frunze de palmier din chihlimbarul Balticei, respectiv, după Weyland pentru a denumi epiderme de monocotile a căror apartenență nu poate fi precizată mai îndeaproape.

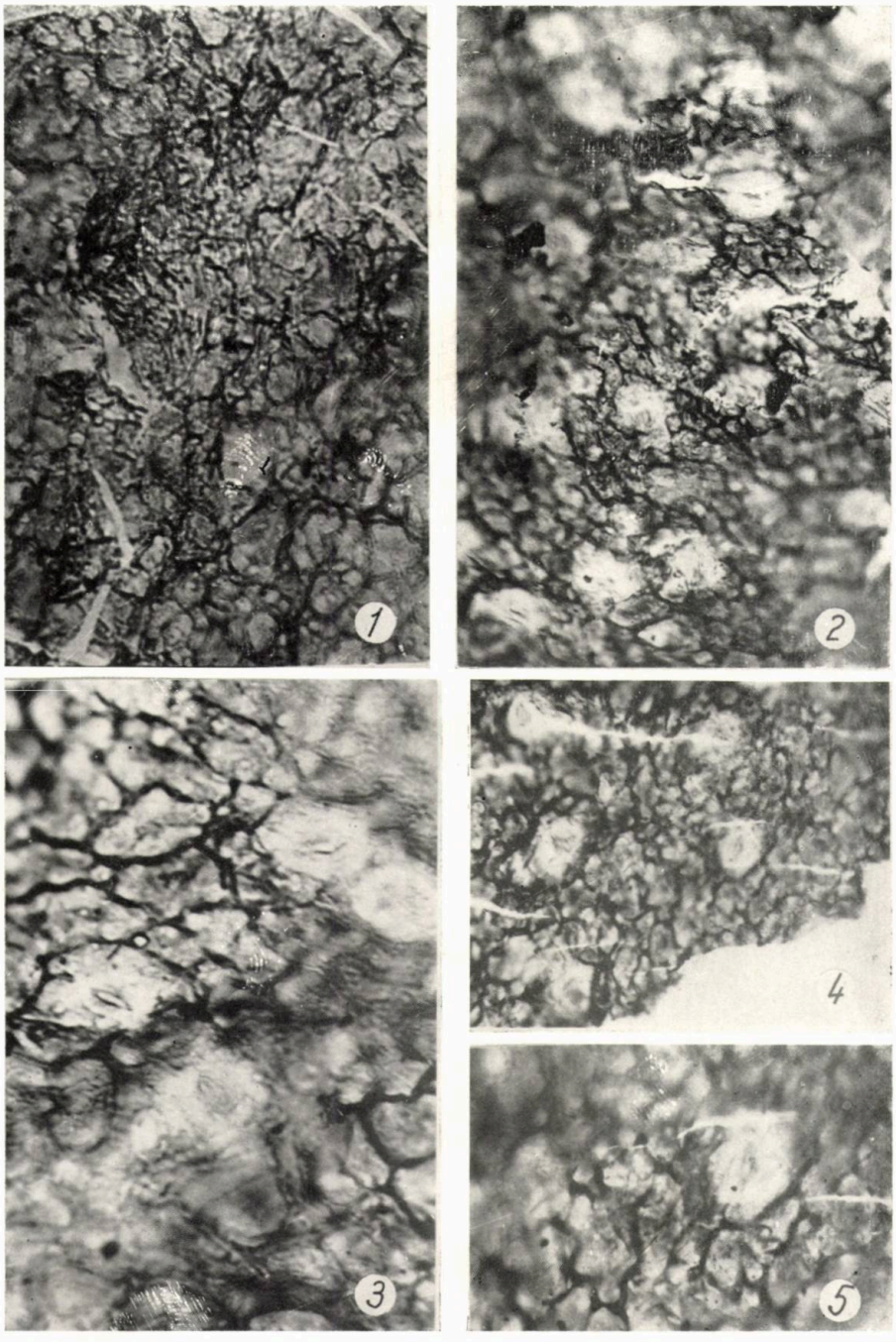


Fig. 1—5. — Eșantion nr. 1857. Valea Jiului : 1, epiderma superioară 210 ×; 2,4, epiderma inferioară 210 ×; 3,5, epiderma inferioară 420 ×.

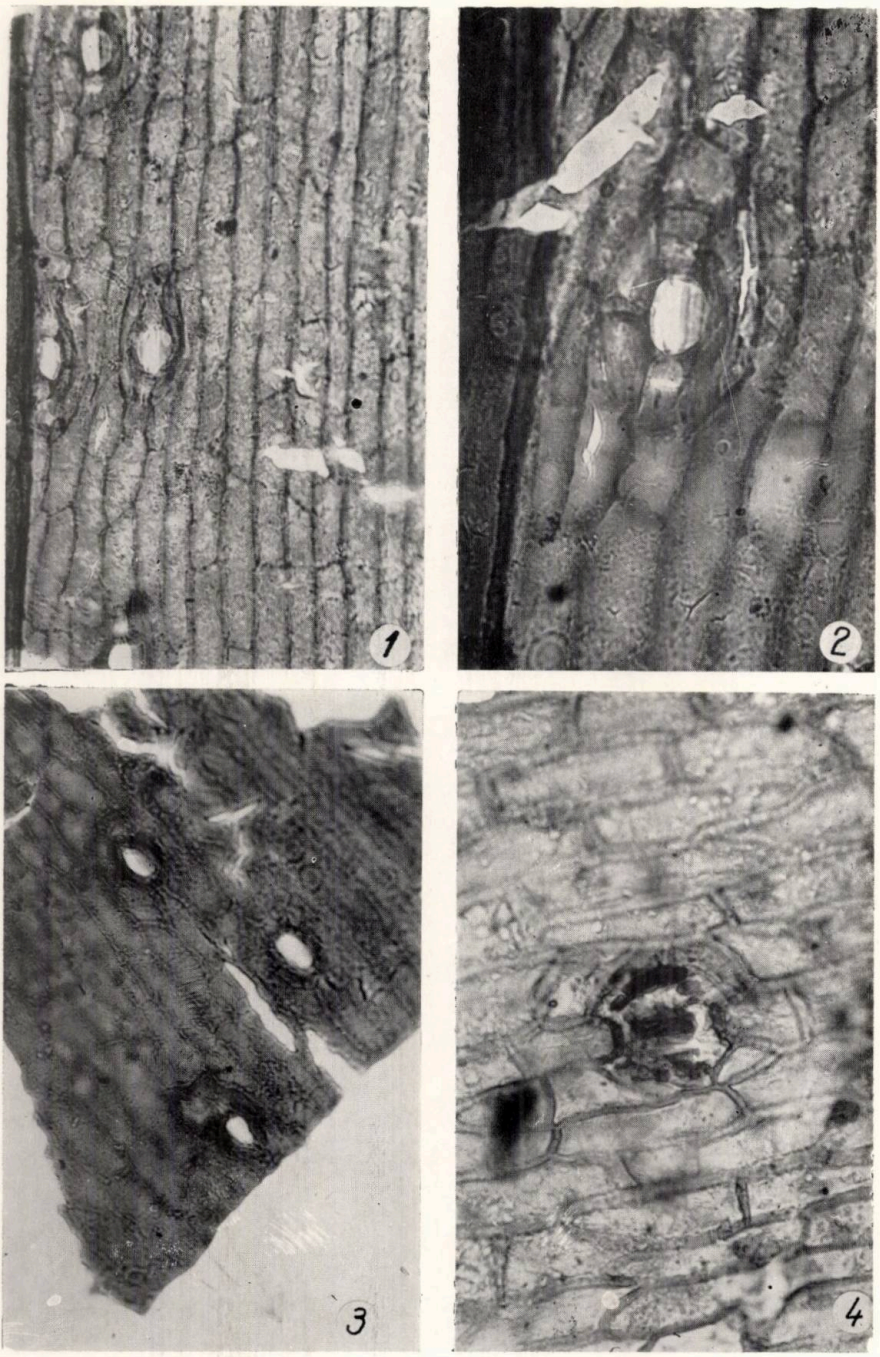


Fig. 1—3. — *Glumophyllum cocicum* n. sp. Preparat E. 16 301/168 Ch. Chiuzbaia : 1,3, 210 × ; 2, 420 × holotip.
Fig. 4. — Preparat E. 105 a Ti. Epiderma inferioară 420×. Tinca.

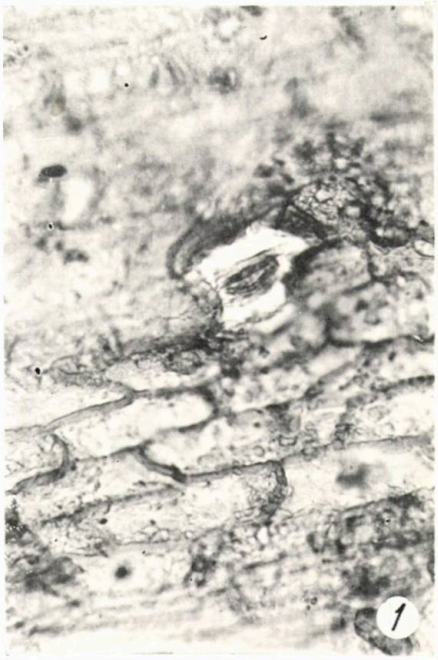


Fig. 1. — Preparat E. 105 a Ti. Epidermă inferioară 420 ×. Tinca.
Fig. 2. — Placă de marnă cu *Daphnogene bilinica*. Dilja.
Fig. 3, 4.— *Glumophyllum* sp. Stomate 420 × ; 3, preparat E. 200 H.C. ; 4, preparat E. 199 H.C. Huta Certeze.
Fig. 5. — *Glumophyllum dacicum* n. sp. Holotip 1 :1 Chiuzbaia F.

Al treilea a fost creat pentru a denumi epidermele de graminee şi ciperacee. Pe parcurs s-a constatat însă că denumirea de *Palmophyllum* denumeşte o algă actuală, deci nu poate fi utilizat pentru scopul propus. În această situaţie, W e y l a n d, K i l p p e r şi B e r e n d (1967) au desfiinţat genul respectiv şi au trecut toţi taxonii respectivi din genul *Palmophyllum* în genul *Glumophyllum*, lărgindu-i definiţia : pentru frunze liniale de monocotile de apartenenţă generică necunoscută. Acest mod de a vedea lucrurile şi de a proceda contravine însă regulelor internaţionale de nomenclatură. În această situaţie, pentru a defini epidermele studiate, autorul nu a avut decît două posibilităţi : fie înfiinţarea unui gen nou, ceea ce avînd în vedere cantitatea redusă de material nu era indicat, fie utilizarea în continuare, pentru moment, a denumirii generice de *Glumophyllum*, cu toate dezavantagiile respective, soluţie care a fost aleasă.

STUDIEN ÜBER FOSSILE EPIDERMEN

ZUSAMMENFASSUNG

Verfasser führt das Studium einiger fossiler Epidermen, die aus verschiedenen Fundorten Rumäniens stammen, vor. Es werden beschrieben :

Glumophyllum dacicum n. sp. aus dem Pannon G/H von Chiuzbaia (Maramureş), das Stück Nr. 1857 aus dem Schiltal, *Daphnogene bilinica* und Myrica sp. beide aus der Halde der Schacht Dîlja (Schiltal), die Präparata E 105 Ti. und E 150 a Ti. beide aus dem Pannon von Tinca (Bihor), *Glumophyllum* sp. aus dem Eozän von Huta-Certeze (Maramureş).

Verfasser weist besonders auf Fossil-Exemplar Nr. 1857 (das der Sammlung des Institutes für Geologie und Paläontologie der Universität Cluj gehört) hin und das als *Smilax* sp. bestimmt wurde. Das Studium der Epidermen und Stomaten zeigt, daß das fossile Material keine Beziehungen zum rezenten *Smilax* besitzt und dass es auch von den Epidermen die Ferguson 1971 anhand eines *Smilax grandifolia* Exemplars beschrieben hat, abweicht. Der Verfasser kommt zur Schulßfolgerung, daß sich unter derselben makroskopischen Benennung verschiedene fossile Typen befinden.

Weiter betont der Verfasser die Tatsache, daß es jetzt zum ersten Mal gelungen ist Epidermispräparate aus dem außerst verkohlten Material des Schiltales anzufertigen und somit neue Wege zum Studium dieser Flora eröffnet werden.

BIBLIOGRAFIE

Ferguson D.K. (1971), *The Miocene flora of Kreuzau, Western Germany.* 1—The leaf remains., Verh.k. Nederl. Ak. Wetenschap. afd. Natuik., **60**.

Givulescu R. (1970), *Deux taxons nouveaux pour la flore fossile de Roumanie : Viscum lusaticum Cz. et Cyrilla cf. thompsoni Kr.& Wld.*, Bul. mens. Soc. Linnéenne, **39**.

— (1971), *Le genre Buxus L. dans le Tertiaire de la Roumanie et brèves considérations sur la répartition du Buxus fossile en Europe*, Bul. mens. Soc. Linnéenne, **40**.

GIVULESCU R. (1973), *Palaeobotanische Studien im Tertiär Siebenbürgens*, Inst. geol., Memorii.
GREGUSS P. (1969), *Tertiary angiosperm woods in Hungary*, Ak. Kiado.
JÄHNICHEN H. (1969), *Revision zu Originalen strukturbietender Blätter aus der Lausitzer und Nieredrheinischen Braunkohle*, Geologie, **18**.
KRÄUSEL R., WEYLAND H. (1950), *Kritische Untersuchungen zur Kutikularanalyse tertiärer Blätter*, **I**, Paläontogr. (B), **91**.
— (1954), *Kritische Untersuchungen zur Kutikularanalyse tertiärer Blätter*, **II**, Paläontogr. (B), **96**.
KVACEK ZL. (1971), *Fossil Lauraceae in the stratigraphy of the North-Bohemian Tertiary*, Sb. geol. ved paleont., **13**.
LITKE R. (1968), *Über den Nachweis tertiärer Gramineen*, Monatsber. D. Ak. Wiss., **10**.
PALAMAREV E., USUNOVA Kr. (1969), *Monokotylen aus den pliozänen Braunkohlen Sud Bulgariens*, Blg. Ak. nauk. Izv. boz. inst., **19**.
STACE C.A. (1965), *Cuticular studies as an aid to plant taxonomy*, Bull. Brit. Mus. (Nat. hist.) Bot., **4**.
STEBBINS L.G., KHUSH S.G. (1961), *Variations in the organization of the stomatal complex in the leaf epidermis of monocotyledons and its bearing on their phylogeny*. Amer. Journ. Bot., **48**.
WEYLAND H. (1957), *Kritische Untersuchungen zur Kutikularanalyse tertiärer Blätter*, **III**, Paläontogr. (B), **103**.

Primit în redacție la 10 decembrie 1972

Institutul pedagogic de 3 ani
Baia Mare.

Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi din cel al mineralogiei, petrografiei şi geochimiei; de asemenea sînt incluse articole de sedimentologie, al căror conţinut prezintă indicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita repetarea acelorași date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu, G. M u r g o c i, 1961). Numele autorului va fi precedat de iniţială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

I. GAVĂT, R. BOTEZATU, M. VISARION, **Interpretarea geologică a prospecțiunilor geofizice**, 1973, 574 p., 393 fig., 41 lei.

O. CLICHICI, **Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Șimleu**, 1973, 179 p., 51 fig., 24 pl., 14 lei.

GRIGORE POP, **Depozitele mezozoice din Munții Vilcan**, 1973, 155 p., 36 fig., 13 pl., 11 lei.

EUGEN NICORICI, **Stratigrafia neogenului din sudul Bazinului Șimleu**, 1972, 159 p., 27 pl., 14,50 lei.

LIVIU IONESI, **Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei**, 1971, 250 p., 18 fig., 1 hartă color, 21 pl., 17,50 lei.

V. POMÂRLEANU, **Geotermometria și aplicarea ei la unele minerale din România**, 1971, 158 p., 80 fig., 10 lei.

D. CIUPAGEA, M. PAUCĂ, TR. ICHIM, **Geologia Depresiunii Transilvaniei**, 1970, 256 p., 50 fig., 14,50 lei.

ANA CONEA, **Formațiuni cuaternare în Dobrogea**, 1970, 234 p., 79 fig., 18,50 lei.

1974 IANUARIE

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOLOGIE, T. 18, NR. 2, P. 301—588, BUCUREȘTI, 1973

I.P.I. — c. 3137

43 867

Lei 50. —